



UNIVERSIDADE DA CORUÑA FACULTAD DE CIENCIAS
DEPARTAMENTO DE CIENCIAS DA NAVEGACIÓN E DA TERRA
Área de Edafología

INDICADORES FÍSICOS DE LA DEGRADACIÓN DEL SUELO

Tesis Doctoral presentada por:
Ing. Agr. Octavio Enrique Ingaramo

Director
Dr. Antonio Paz González

A Coruña, julio de 2003



UNIVERSIDADE DA CORUÑA FACULTAD DE CIENCIAS
DEPARTAMENTO DE CIENCIAS DA NAVEGACIÓN E DA TERRA
Área de Edafología

INDICADORES FÍSICOS
DE LA
DEGRADACIÓN DEL SUELO

Tesis Doctoral presentada por:
Ing. Agr. Octavio Enrique Ingaramo
Director
Dr. Antonio Paz González

A Coruña, julio de 2003



UNIVERSIDADE DA CORUÑA

Departamento de Ciencias de la Navegación y de la Tierra

El Dr. Antonio Paz González, Catedrático del Área de Edafología y Química Agrícola de la Universidad de La Coruña

CERTIFICA

Que la presente memoria titulada: **"Indicadores físicos de la degradación del suelo"**, que presenta el Ingeniero Agrónomo don Octavio Enrique Ingaramo, para optar al grado de Doctor por la Universidad de La Coruña, fue realizada en los laboratorios a mi cargo, bajo mi dirección y supervisión.

Y considerando que representa un trabajo de Tesis, autorizo su presentación en la Facultad de Ciencias de la Universidad de La Coruña.

Y para que así conste, firmo el presente certificado en La Coruña a 10 de julio de dos mil dos.

.....
Dr. Antonio Paz González

*“Nihil est tam difficile et arduum quod
non humana mens vincat”*

“Nada es tan difícil y arduo que la mente
humana no lo pueda vencer”

Seneca

Agradecimientos:

“Es de bien nacido ser agradecido”

Eso me lo enseñaron en casa, entre todos los que en ella habitaron.

Veré si puedo y la memoria me ayuda, no olvidarme de ninguno, expresar mi mas sincera gratitud:

Como creyente, le doy gracias a DIOS, fuente de toda sabiduría, que con esa varita mágica que tiene, nos conduce dentro del Mundo, andando por los caminos del amor y el conocimiento.

Al Dr. Antonio Paz González, director, gestor, e ideólogo de esta cosa que estoy pariendo, que se nos ha dado de llamar “Tesis Doctoral” (je), por la paciencia con que me ha sabido conducir, por el apoyo y confianza que depositó en mi, ya que sin su idea y ayuda no estaría escribiendo esto, en este momento.

A mi NEGRA divina, que ha sabido esperar con la paciencia y la constancia de Penélope, primero, y luego acompañándome por esta Odisea de tratar de escribir una tesis doctoral. Sin su apoyo, retos, caricias, mimos y demás yerbas, que crecen en el jardín del matrimonio, esto hubiera sido muy, pero muy difícil.

A mi familia, un ¡¡GRACIAS!! bien grande, empezando por el abuelo y mi viejo, que desde allá arriba me están mirando y que muchas veces me ayudaron a su manera, hasta la Mami por su gran esfuerzo para que nosotros pudiéramos estudiar y llegar a estas instancias de la instrucción de una persona, a la Ire, la Eleo y Marita (mis hermanitas) y los mas peques, Constanza e Ignacio, que al encontrarme a 10.000 km, es cuando mas cerca siento el amor que dan.

Máximo merece un párrafo aparte, por todos esos buenos almuerzos en el “Manolo”, en “Arante” o en “El último Cuple”, filosofando sobre la vida, la política, los chistes, y de paso tomando algún que otro dato para una tal de tesis. Es el mejor regalo que me da esta tesis, el descubrir a una gran persona y mejor AMIGO.

Al Ingeniero Agrónomo Luis Alberto Morales, por las tardes de edafología, estadística, informática, política, fútbol, chismes, etc., que mate de por medio, compartimos.

Al laboratorio de Edafología de la Facultad de Ciencia, bueno, en realidad a los integrantes del mismo, José Manuel y Alberto, por los paseos por el CIAM, con el Cinquecento y el Xantia, respectivamente sin los cuales muchos de los datos de esta tesis no hubieran visto la luz. A Eva, Monse, Mariluz, Raquel, Patricia y Carlos por la gran colaboración y compañía que me han brindado, ya que me hicieron sentir como si me encontrara en mi país. A José Vivas, por esos malditos fractales, que solo sirven para complicar la vida de los doctorando de edafología en Coruña, además de para otras cosas.

Al Ing. Venialgo, el **"MAESTRO"** no escribiré nada mas, el resto de las palabras sobran. Quienes tuvimos el placer de haber chocado con él en la vida sabemos a que nos referimos.

Al profesor Dr. Morel e Passos de Carbalho, por las pocas pero muy importantes "críticas constructivas" sobre mi trabajo. Menos mal que fueron pocas, eso creo yo, porque o sino tenía que escribir otra tesis.

A Dr. Ramón Vidal Romaní y por su intermedio al Instituto Universitario de Xeoloxía "Isidro Parga Pondal" (salió enterito), y su gente por haberme dejado compartir el espacio en común y otros favores recibidos. También a la gente del SXAIN y José, por los análisis realizados.

Al profesor Guillermo Alonso Carro por los análisis de porosimetría, y esas tardes tomando cafeses y contaminándonos con un poquito de Hg.

A la profesora Graciela Estévez Pérez, por los incondicionales consejos estadísticos.

Debo hacer extensivo los agradecimientos a don Juan Piñeiro Andiñ y por su intermedio al Centro de Investigaciones Agraria de Mabegondo, perteneciente a la Xunta de Galicia, por permitírnos entrar y participar de sus ensayos de campo, de los cuales salió esta tesis doctoral.

La Agencia Española de Cooperación Internacional, mediante la cual se financió mi estancia por tierras gallegas, sin la cual tampoco se hubiera hecho este trabajo. Dentro de esta gente, también quiero hacer extensivo el agradecimiento al IgaCI, Carlos, Monse y los demás que han colaborado a que me sienta bien.

El trabajo experimental para la obtención de los datos se llevó a cabo en el marco de los siguientes proyectos:

"Evaluación de la calidad del suelo y análisis de la variabilidad espacial". Financiado por La "Xunta de Galicia". Código PGIDT 01 AGR 10302 PR.

"Estudio integrado del balance hídrico, transporte de sólidos y calidad del agua a diferentes escalas". Financiado en el marco del Programa Nacional de Recursos Hídricos. Código 2000 - 0445 - CO2 - 01 - HD).

ÍNDICE

ÍNDICE

Justificación y Objetivos	1
Justificación	2
Objetivos	13
Introducción	14
Capítulo 1	15
1.- El suelo, como recurso	16
2.- Funciones del Suelo	17
3.- Atributos, características y propiedades	18
4.- Calidad del Suelo, su relación con la fertilidad	21
5.- Resiliencia y Sostenibilidad	29
6.- Indicadores de Calidad	34
Capítulo 2	37
1.- Componentes del Suelo	38
2.- Textura	40
3.- Las clases texturales	42
4.- Fundamentos metodológicos	45
Capítulo 3	61
1.- El suelo como sistema de tres fases	62
2.- Relaciones de masa y volumen	63
3.- Densidad real	64
4.- Densidad aparente	65
5.- Fundamentos metodológicos	67
Capítulo 4	72
1.- El agua del suelo	73

2.- El suelo como reserva de agua para las plantas	76
3.- Conservación del agua del suelo	77
4.- Formas de expresar el contenido hídrico del suelo	83
5.- Fundamentos metodológicos	85
Capítulo 5	98
1.- El sistema poroso y su distribución	99
2.- La porosidad y sus relaciones	100
3.- Conceptos fundamentales	102
4.- Fundamentos metodológicos	104
Capítulo 6	108
1.- La Compactación y sus consecuencias	109
2.- Síntomas de la Compactación del Suelo	113
3.- Efectos de la compactación del Suelo	114
4.- Como estimar la compactación	115
5.- Instrumentos para medir RMP	117
Materiales y Métodos	120
Capítulo 1	121
El medio Físico	122
1.- Clima	122
2.- Material Original	125
3.- Suelo	125
Capítulo 2	127
Experiencias de Campo	128
1.- Sistemas de La branzas y Rotaciones	128
2.- Diseño experimental	129
3.- Muestreos	129
Capítulo 3	134

Análisis de Laboratorio	135
1.- Análisis granulométrico	135
2.- Determinación de la humedad de suelo	137
3.- Determinación de la densidad de suelo	139
4.- Resistencia mecánica a la penetración	140
5.- Contenido de Carbono Orgánico	143
6.- Distribución del tamaño de poros	147
7.- Análisis generales	148
Capítulo 4	150
Análisis matemático de los datos	151
1.- Tratamiento matemático del sistema poroso	151
2.- Análisis Estadístico	154
Discusión de los Resultados	156
Capítulo 1	157
Composición del suelo estudiado	158
1.- Análisis granulométrico	158
2.- Actividad del ión hidrógeno (pH)	166
3.- Capacidad de intercambio Catiónico	168
4.- Materia Orgánica	170
Capítulo 2	174
Densidad del suelo	175
1.- Densidad real	175
2.- Densidad aparente	176
3.- Relación entre MO y densidad del suelo	180
Capítulo 3	184
La porosidad del suelo	185
1.- Porosidad total	185

2.- Distribución de tamaños de poros	188
3.- Clasificación de la porosidad	192
4.- Dimensión Fractal	196
Capítulo 4	205
Contenido de agua en el suelo	206
1.- Consideraciones generales	206
2.- Análisis por fecha de muestreo	209
3.- Consideraciones finales	228
Capítulo 5	229
Resistencia a la penetración	230
1.- Consideraciones generales	230
2.- Análisis por fecha de muestreo	233
3.- La RMP como indicador de degradación	254
Conclusiones	256
Bibliografía	263
Anexos	299

JUSTIFICACIÓN Y OBJETIVOS

JUSTIFICACIÓN Y OBJETIVOS

Justificación

El suelo, y su rol en la naturaleza

El rol del suelo en la naturaleza es muy complejo, ya que se considera como un sistema abierto, interfaz entre la hidrosfera, atmósfera, litosfera y biosfera (Figura 1), originado a través de diferentes procesos dinámicos inducidos por la actividad de un conjunto de factores del medio, denominados "*factores de formación*".

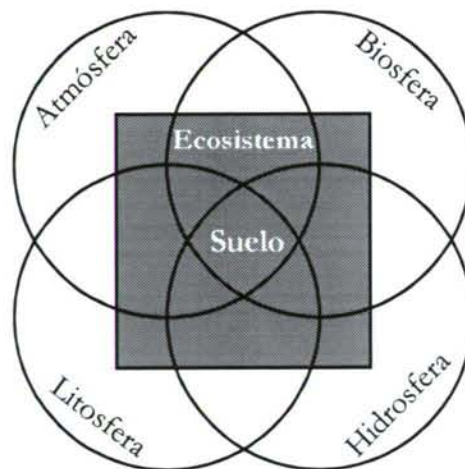


Figura 1: Diagrama esquemático de las interacciones entre la atmósfera, biosfera, litosfera, hidrosfera, ecosistema y el suelo (Szabolcs, 1989)

La productividad de un suelo, que es considerado para su utilización, está siempre determinada por las propiedades y atributos de todo el suelo. Evidentemente, las condiciones de la capa superficial del suelo, tienen un rol especial en lo que se refiere al aporte de agua y nutrientes por parte del suelo a los organismos vivos que están en él (esto incluye tanto a los que están por sobre o debajo de la superficie del suelo) y para el caso especial

de los ecosistemas agrarios, los organismos vivos son, básicamente los vegetales domesticados (cultivos).

Las funciones de la edafosfera incluye (pero no solo se limita a ello) lo siguiente:

a.- Regula muchos procesos bióticos, incluyendo los aportes de agua y nutrientes minerales para construir sobre él la biomasa que será luego utilizada para iniciar una nueva cadena trófica. Este rol determina la biodiversidad así como también su productividad.

b.- Constituye una interfase entre la biosfera y la geosfera manteniendo, regulando y controlando algunos flujos y turnover de sustancias, particularmente en el ciclo de los llamados bio-elementos, los elementos de la nutrición mineral que, a través de una serie de intermediarios, son nuevamente devueltos al suelo.

c.- Regula el intercambio de gases entre la atmósfera y la fase porosa del suelo por absorción de oxígeno, liberación de CO₂ y otros gases tales como metano, H₂, H₂S, NH₃ y óxidos de nitrógeno. La evaporación del agua desde el suelo influye en el contenido de vapor de agua en la atmósfera.

d.- El suelo actúa como redistribuidor de algunos de los flujos del ciclo hidrológico, transformando la precipitación en infiltración, escurrimiento superficial y subsuperficial, y además altera la composición química de las precipitaciones. La capa superficial del suelo es frecuentemente removida por el escurrimiento de agua en los procesos erosivos.

e.- La edafosfera tiene una importante función litosférica como manto específico y estratificado de la superficie de la Tierra protegiéndola de impactos destructivos. Ella regula y amortigua procesos destructivos.

Las cualidades físicas

Las condiciones físicas del suelo controlan algunas funciones en un ecosistema dado que son importantes para los procesos biológicos y la estabilidad medio ambiental. Estas funciones incluyen la capacidad del suelo para aceptar, retener y transmitir agua, aporte energético e intercambio gaseoso, reciclado de nutrientes, resistencia a la erosión pérdida de nutrientes, y en conjunto proporciona un buen medio para el crecimiento de las raíces de las plantas, y un medio benéfico para el desarrollo de los microorganismos, insectos y animales. Los factores físicos que controlan estas funciones están a menudo, muy relacionados con procesos biológicos que no siempre son fácilmente definidos. Por ejemplo un pobre desarrollo de raíces en un suelo compactado puede ser debido a uno o varios factores relacionados, entre los que se puede mencionar la impedancia mecánica, falta o exceso de agua o deficiencia de oxígeno que restringe la proliferación de raíces y la absorción de nutrientes. Malas condiciones físicas pueden incrementar las enfermedades de raíces y de plagas, lo que da por resultado una disminución de la competitividad frente a las malezas. Como resultado las plantas pueden morir o crecer muy poco debido a estas causas secundarias.

Las propiedades que más influencia tienen sobre las condiciones físicas del suelo son la textura, contenido de agua, densidad aparente, agregación, porosidad, contenido de materia orgánica, dureza y consistencia. Si bien la materia orgánica no es estrictamente una propiedad del suelo, ésta tiene una marcada influencia sobre las propiedades físicas mencionadas, bien directamente o a través de estimulación de la actividad biológica, normalmente esta influencia es positiva.

En muchos casos las propiedades no son independientes, un cambio en una de ellas puede causar cambios en otra o varias propiedades. Por ejemplo, un cambio en la agregación puede

provocar un cambio en la porosidad del suelo y posiblemente en la densidad aparente, la dureza y consistencia del suelo. A parte de la textura las propiedades del suelo están influenciadas por la estructura o la agregación de las partículas primarias.

Las características de la estructura que son más importantes para el crecimiento de las plantas y organismos del suelo son la "distribución del tamaño de poros" (número relativo de poros en distintas clases de tamaños) y la "estabilidad de los agregados" (habilidad de los agregados individuales para mantener su forma por encima de los ciclos de humedecimiento y secado). Muchos problemas físicos de suelo (pobre aireación y drenaje, compactación, alta dureza) están relacionados con una pobre estructura.

Esta pobre estructura puede ser inherente, cuando el suelo tiene altos contenidos de limo y arena fina o muy fina, ya que el limo y las arenas no poseen cargas de superficie y por lo tanto solo dependen de la materia orgánica para poder formar agregados.

No todos los daños mencionados tienen las mismas consecuencias. A largo plazo se considera más grave la pérdida o la limitación de la fertilidad física, es decir, del papel ecológico que juega el suelo en relación con los sistemas agrarios. Si estas modificaciones se llevan a cabo de un modo continuo o en sucesivos años pueden llegar a ser irreversibles.

La reducción de la productividad del suelo que eventualmente pueda causar la degradación física del mismo por erosión, en las condiciones estudiadas, es decir, bajo clima templado-húmedo atlántico, no es la principal razón para su protección. En efecto, dada la dependencia entre la calidad del suelo y la de las aguas, la prevención de la polución de los sistemas acuáticos por nutrientes, pesticidas o sedimentos resulta más difícil

de llevar a cabo y es menos eficaz cuando no se controla la degradación del suelo.

El estado físico de los horizontes superficiales del suelo está sujeto a una evolución continua, bajo el efecto de acciones climáticas y biológicas; en los suelos de cultivo interviene también la acción del hombre. El papel de la materia orgánica en la estabilidad estructural fue puesto en evidencia durante la tesis doctoral de Benito (1988), en la que se compararon un amplio conjunto de suelos naturales y suelos de cultivo, desarrollados sobre los materiales de partida más frecuentes en la Comunidad Autónoma, bajo simulador de lluvia. La estabilidad estructural de los suelos naturales es elevada, lo que cabe atribuir a su elevado contenido en materia orgánica, si bien los agregados no son particularmente compactos, ni alcanzan grandes dimensiones. Cuando se cultivan estos suelos, las pérdidas de materia orgánica son importantes, si bien con frecuencia todavía se mantienen niveles de materia orgánica muy importantes; no obstante, en las últimas décadas, al reducirse la incorporación de abonos orgánicos a los suelos de cultivo, no es infrecuente encontrar muestras con contenidos inferiores al 2% de materia orgánica.

La evaluación de la fertilidad física del suelo en general no puede llevarse a cabo a partir de una sola propiedad. Como criterios de diagnóstico Stengel et al (1984), usaron tres propiedades del suelo: la capacidad máxima de expansión potencial, la estabilidad estructural y la susceptibilidad a la compactación. En la mayor parte de los suelos objeto de este proyecto (los de textura media y ligera) la capacidad de expansión esta muy limitada, debido a la predominancia de la caolinita. En un sistema de valoración con una escala entre 1 y 5, la mayor parte de los suelos tendrían una puntuación de 1 o a lo sumo 2, atendiendo a la posibilidad de regenerar su estructura a un plazo del orden del período vegetativo. Esto significa que si a cada una de las tres

propiedades consideradas (expansión potencial, estabilidad y susceptibilidad a la compactación) se les da el mismo peso, es decir un valor entre 1 y 5 para cada factor, los suelos mencionados alcanzarían un valor máximo del orden de 10 o 11 en una escala de 15 puntos.

Por tanto, descartada la capacidad de expansión por sus valores relativamente uniformes, y siempre bajos, los dos criterios para diferenciar suelos atendiendo a su fertilidad física son la estabilidad estructural y la sensibilidad a la compactación. Estas dos propiedades, a su vez, dependen del contenido en materia orgánica. Por ello el objetivo de esta tesis doctoral se centra en el estudio de la influencia de los sistemas de laboreo sobre la compactación del suelo en condiciones de campo.

El hombre puede empobrecer la estructura de un suelo por un deficiente manejo o un uso indebido del mismo. Estas prácticas indebidas favorecen primero la disminución de la materia orgánica, lo cual favorece la desagregación, ya que disminuye la estabilidad de los agregados, lo que conlleva a una paulatina compactación del suelo, lo cual hace disminuir la capacidad de infiltración y retención de agua, aumentando su dureza. Al disminuir la infiltración de agua al perfil, hace que aumente el escurrimiento superficial. Otra consecuencia, que se da simultáneamente, es que al reducir la estabilidad de los agregados, estos presentan menos resistencia a los efectos del agua, ya sea el impacto de las gotas de lluvia, el efecto del aire comprimido que hace estallar a los agregados o la desagregación de los mismos por inmersión.

Las partículas desagregadas son transportadas por el agua de escurrimiento, lo que le otorga al agua un mayor poder abrasivo aumentando de esta manera la erosión, más partículas en suspensión en el agua de escurrimiento más pérdida de suelo por erosión.

Pero el hombre así como tiene la capacidad de empobrecer un suelo, tanto su condición física como química, también tiene la facultad de restaurar, por lo menos en parte algunas condiciones iniciales, si es que esas condiciones no fueron degradadas totalmente. Desde el punto de vista químico lo hace a través de los aportes de fertilizantes y enmiendas orgánicas (purines) y encalados. Teniendo en cuenta el punto de vista físico también se puede regenerar parte a través de los aportes de las enmiendas, ya que se está aportando al suelo elementos que favorecen la agregación como son la materia orgánica y Ca^{++} . Otra de las maneras de mejorar las condiciones físicas de los suelos es con las labores que se realizan al suelo, tanto en tiempo, relacionado con su contenido de humedad, como en su forma, con el implemento adecuado y con el número de veces que sea necesario, cuanta veces menos mejor. Los sistemas de labores que tienden a disminuir el número de pasadas de labores sobre el terreno son las llamadas *"técnicas de labranzas conservacionistas"*, entre las que se pueden mencionar, *"labranza mínima"*, *"labranza reducida"*, *"labranza cero"* o *"cero labranza"* que es mal llamada **siembra directa**.

Las rotaciones de cultivos también pueden favorecer este efecto de mejorar el suelo. Se debe buscar combinar diferentes especies de plantas con el fin de que éstas aporten al suelo compuestos orgánicos en cantidad y calidad para así favorecer el incremento de humus del suelo. Porque no solo se debe aumentar el contenido de materia orgánica, sino también un determinado tipo de compuesto orgánico que sea lo más estable posible y que se combine con las partículas minerales del suelo, favoreciendo los procesos de agregación y de ésta manera enriquecer la estructura del suelo.

La reducción de la productividad del suelo que eventualmente pueda causar la degradación física del mismo por erosión, en las condiciones estudiadas, es decir, bajo clima

templado-húmedo atlántico, no es la principal razón para su protección. En efecto, dada la dependencia entre la calidad del suelo y la de las aguas, la prevención de la polución de los sistemas acuáticos por nutrientes, pesticidas o sedimentos resulta más difícil de llevar a cabo y es menos eficaz cuando no se controla la degradación del suelo.

El uso del suelo para agricultura en Galicia

Galicia, históricamente, ha sido y lo es en la actualidad una de las mayores proveedoras, al resto de España y el Continente Europeo, de productos relacionados con la actividad ganadera, como son carne y leche, de origen bovino mayoritariamente. Esto queda reflejado en la gran superficie destinada a esta actividad, ya sea de forma directa (campos para pastoreo) o indirecta (parcelas con cultivos de forrajes para corte).

La Comunidad Autónoma posee una superficie total de 2.957.413 ha, de las cuales aproximadamente el 90 % se destina a la producción agropecuaria, lo que incluye explotaciones forestales, ganaderas y agrícolas. La superficie destinada a la agricultura es más o menos el 11,75 % del total, o sea unas 347.496 ha de las cuales el 65 % son destinadas al cultivo de especies forrajeras. Este fenómeno se explica porque, las explotaciones ganaderas gallegas producen gran parte de los forrajes que consumen en verde.

Entre las especies más utilizadas se encuentran el raigrás italiano (*Lolium multiflorum*) pues sus altas producciones justifican su utilización en las pequeñas explotaciones del Norte de España. La utilización predominante del raigrás italiano es mediante siega, tanto para la alimentación en verde como para hacer ensilado.

En general en el Norte de España las temperaturas y el período de sequía estival afectan la producción de materia seca, su

distribución a lo largo del año y su persistencia. El desarrollo de poblaciones de raigrás teniendo una amplia adaptación y tolerancia a esos factores limitantes así como una estación de crecimiento amplia, buenos rendimientos y valor nutritivo, son objetivos importantes en la mejora genética de estas especies.

Otro aspecto a tener en cuenta es conocer cual es su comportamiento frente a distintos sistemas de manejo de suelos, como pueden ser los sistemas de siembra convencional con laboreos profundos y las técnicas de siembra sin laboreo como la siembra directa o también llamada labranza cero.

Como se mencionó anteriormente, las producciones de pastos en Galicia se ven muy afectadas por las sequías que se producen durante los meses del verano y principalmente en julio y agosto. Una de las alternativas es el cultivo de maíz que se destina a ensilado, adoptada por la mayoría de los productores.

Una de las rotaciones más comunes entre los productores gallegos es la de maíz, como cultivo de verano y de raigrás, como cultivo invernal, teniendo como técnicas de preparación de suelos, los sistemas de labranzas que incluyen remoción de suelo.

El advenimiento de sistemas con mínimos laboreos o de labranza cero, los cuales entre las ventajas que se pueden mencionar están las de reducir el número de trabajos que se realizan sobre la parcela, con el consecuente ahorro de tiempo y combustible, lo cual repercute directamente sobre la economía de la explotación, ha hecho que estas técnicas sean aplicadas cada vez más por los productores de la Comunidad Autónoma de Galicia.

Conocer el efecto que producen estos cambios en los sistemas de labranzas sobre todos los aspectos que están relacionados con la producción, debe ser uno de los objetivos primordiales de los investigadores agropecuarios. Estos aspectos abarcan desde el factor económico - social hasta factores medioambientales.

En esta tesis doctoral se tratará de conocer como repercuten los cambios en los sistemas de labranza sobre algunas de las propiedades físicas del suelo.

El estudio del suelo en Galicia

El estudio de la degradación física del suelo y, en particular, de la estabilidad de la estructura ha sido una de las líneas de investigación pioneras en la Comunidad Autónoma de Galicia (Guitián y Méndez, 1961). Más adelante se estudió la influencia de la materia orgánica en las propiedades físicas generales del suelo (Díaz-Fierros y Guitián, 1968), la estabilidad de la estructura (Díaz-Fierros y Paz González, 1983; Benito Rueda, 1988; Benito *et al.*, 1986; Díaz-Fierros y Benito Rueda, 1989, 1992a y b) y la susceptibilidad a la erosión (Díaz-Fierros y Benito Rueda, 1991) reconociéndose, generalmente el papel del estatus orgánico, como factor determinante de las propiedades de las que depende la fertilidad física.

Más adelante, al estudiar la estabilidad mecánica se puso en evidencia la fragilidad de los suelos de cultivo (Paz González y Guerif, 1993, Fernández Rueda, 1997). Esta fragilidad puede ser atribuida a la textura (con frecuencia, franca o franco-arenosa), la abundancia de caolinita, que con frecuencia es la arcilla dominante y la presencia de materia orgánica libre, que aumenta el espacio poroso y confiere fragilidad a los agregados de los suelos de cultivo. Las experiencias de campo pusieron de manifiesto que los suelos de pradera presentaban una mayor cohesión aparente que los suelos de cultivo, debido a la acción del sistema radicular (Paz González y Castelao Gegunde, 1992).

Así mismo, la puesta a punto de nuevas técnicas permitió analizar otros parámetros físicos como la distribución de tamaño de poro (Benito Rueda *et al.*, 1992; Paz González y Benito Rueda, 1992)

y las curvas de expansión retracción (Paz González, 1992; Paz González *et al.*, 1996; Fernández Rueda, 1997; Paz González and Guérif, 2000).

En general, los estudios sobre la influencia de la materia orgánica en la degradación de la estructura se han llevado a cabo en suelos de zonas con contenidos en materia orgánica más bien bajo y climas secos y cálidos, con déficits acusados de precipitación. Otras veces se han estudiado suelos de zonas con precipitaciones elevadas y de fuerte intensidad, cuyo contenido en materia orgánica también es inferior al de los suelos de la Comunidad Autónoma de Galicia. De estos estudios se ha concluido que la reducción del estatus orgánico del suelo generalmente provoca en mayor o menor proporción la degradación de la estructura, lo que se traduce en una reducción de la capacidad de infiltración. Sin embargo también existe evidencia experimental en el sentido de que la pérdida de materia orgánica en suelos de la zona templado húmeda o de climas fríos puede ser el comienzo de la degradación física de los horizontes superficiales del suelo.

En este contexto, las investigaciones que se están llevando a cabo actualmente en el área de Edafología y Química Agrícola de la Universidade da Coruña tienen como objetivo genérico el estudio de la degradación física del suelo en los suelos de cultivo y la evaluación de la incidencia de la misma en la calidad del suelo

Los datos obtenidos acerca de las propiedades físicas mecánicas e hídricas deben de permitir no solo evaluar la incidencia del estatus orgánico en parámetros como la porosidad o la retención de agua útil, sino también profundizar en los mecanismos de la disgregación en algunos de los tipos de suelos agrícolas más abundantes de la Comunidad Autónoma y analizar la interrelación entre los factores que controlan la degradación de la superficie del suelo y la formación de escorrentía en suelos de cultivo, en base al estudio de las propiedades físicas del suelo.

Objetivos

Dentro del contexto de los objetivos del grupo de trabajo donde se realizó esta investigación, se plantearon una serie de objetivos generales y parciales para esta tesis doctoral los cuales comprenden los siguientes puntos:

- 1.- Conocer la influencia de los trabajos agropecuarios sobre las propiedades físicas de los suelos más abundantes de la Comunidad Autónoma de Galicia.
- 2.- Interpretar los resultados de los análisis de las propiedades físicas del suelo y relacionarlos con los diferentes sistemas de labranzas que son utilizados por los productores gallegos.
- 3.- Conocer la evolución temporal, de los parámetros de suelos estudiados, teniendo en cuenta las características estacionales de la Comunidad.
- 4.- Buscar un parámetro físico que indique con mayor precisión la degradación y/o recuperación edáfica para el área de estudio en cuestión.
- 5.- Encontrar valores críticos de parámetros físicos como indicadores de degradación física de suelos, para ser utilizados en la toma de decisiones para la realización operaciones agrarias.
- 6.- Reconocer la dinámica de las propiedades físicas desde el punto de vista del sistema suelo, tratando de no separar sus componentes.
- 7.- Ampliar el conocimiento sobre la dinámica de las propiedades físicas del suelo y su relación con las labranzas, en la Comunidad Autónoma de Galicia.

INTRODUCCIÓN

CAPÍTULO 1

INTRODUCCIÓN

CAPITULO 1

1.- El suelo, como recurso

El suelo es un recurso natural esencial tanto para la sobrevivencia y la prosperidad de la humanidad como para el mantenimiento de todo el ecosistema terrestre. A lo largo de los milenios la población se ha hecho progresivamente más experta en la explotación de los recursos de la Tierra para satisfacer sus necesidades. Sin embargo, los límites de esos recursos son finitos mientras que las necesidades no lo son. La creciente demanda, o sea la presión sobre los recursos de la Tierra se asoma bajo la forma de producción declinante, de la degradación del suelo en calidad y cantidad y de la competencia por el suelo.

La Tierra no debe ser considerada simplemente como el suelo y la superficie topográfica sino que abarca muchos otros elementos como los depósitos superficiales, los recursos de agua y clima y también las comunidades animales y vegetales que se han desarrollado como resultado de la interacción de esas condiciones físicas. Los resultados de las actividades humanas, reflejadas en cambios en la cobertura vegetativa o en las estructuras, también son vistas como características de la Tierra. Cambiando uno de los factores tal como el uso de la tierra, tendrá un impacto sobre otros factores como la flora y la fauna, los suelos, la distribución superficial del agua y el clima. Los cambios en esos factores se pueden fácilmente explicar en razón de la ecodinámica del sistema y la importancia de sus relaciones en la planificación y el manejo de los recursos de la Tierra es evidente.

A la Tierra también se la puede definir como: el suelo y los recursos de la Tierra que se refieren a un área definible de la

superficie terrestre de la Tierra, abarcando todos los atributos de la biosfera inmediatamente por arriba y por debajo de esa superficie, incluyendo aquellos atributos climáticos cercanos a la superficie, el suelo y las formas del terreno, la superficie hidrológica -incluyendo lagos poco profundos, ríos, humedales y pantanos-, las capas sedimentarias cercanas a la superficie y el agua subterránea asociada y las reservas geohidrológicas, las poblaciones animales y vegetales, los modelos de asentamientos humanos y los resultados físicos de la actividad humana pasada y presente -terrazas, estructuras para drenaje o almacenamiento de agua, caminos, edificios y otros- (FAO/UNEP, 1997).

El uso del suelo se caracteriza por los arreglos, las actividades y los insumos de la población para producir, cambiar o mantener un cierto tipo de cobertura del suelo. El uso del suelo definido de esta manera establece un vínculo directo entre la cobertura del suelo y las acciones de la población en su ambiente.

2.- Funciones del suelo

Las funciones básicas de la tierra en apoyo de los ecosistemas humanos y otros ecosistemas terrestres pueden ser resumidas como sigue:

- 1.- un depósito de riqueza para los individuos, los grupos o las comunidades la producción de alimentos, fibras, combustibles u otros materiales bióticos para uso humano,
- 2.- un hábitat biológico para plantas, animales y microorganismos,
- 3.- co-determinante en el equilibrio global de energía y en el ciclo hidrológico global, lo cual proporciona una fuente y un depósito para los gases de invernadero

- 4.- regulación del almacenamiento y flujo del agua superficial y subterránea
- 5.- depósito de minerales y materias primas para uso humano
- 6.- un amortiguador, filtro o modificador de contaminantes químicos
- 7.- almacenamiento y protección de la evidencia de los registros históricos o prehistóricos-fósiles, evidencia de climas anteriores, restos arqueológicos y otros

En la terminología de la economía ambiental, la tierra puede ser considerada como un recurso público renovable. Los recursos de la tierra no se ajustan exactamente a las categorías de renovable o no renovable. En general, son lentamente renovables; sin embargo, su tasa de degradación excede su tasa natural de regeneración. En términos prácticos, esto significa que la tierra que se pierde por degradación no es naturalmente reemplazada dentro del lapso de una vida humana, dando lugar así a una pérdida de oportunidades para las siguientes generaciones.

La gestión ambiental es un proceso que está orientado a resolver, mitigar y/o prevenir los problemas de carácter ambiental, con el propósito de lograr un desarrollo sostenible, entendido éste como aquel que le permite al hombre el desenvolvimiento de sus potencialidades y su patrimonio biofísico y cultural y, garantizando su permanencia en el tiempo y en el espacio.

3.- Atributos, características y propiedades

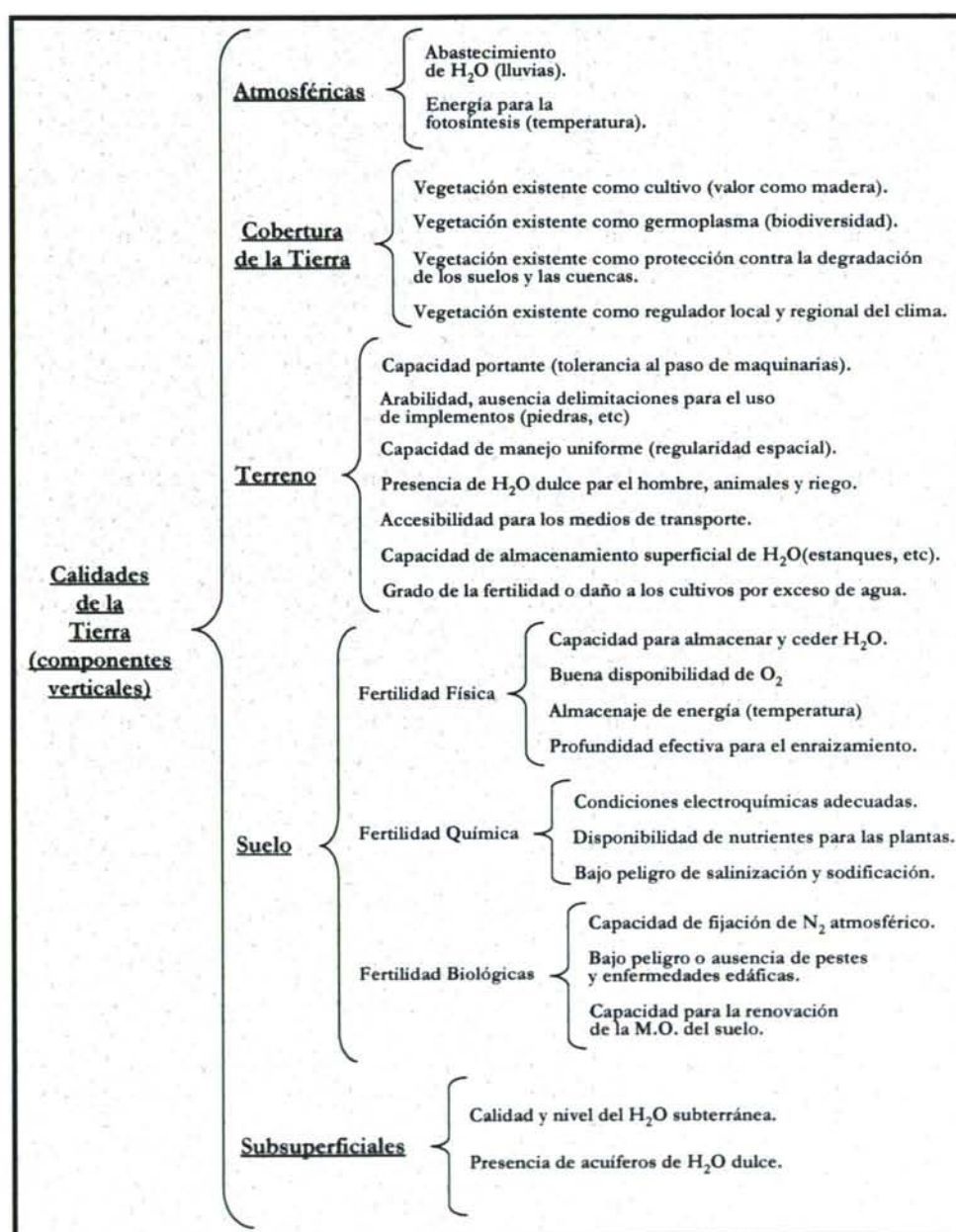
El suelo tiene sus características, propiedades, atributos, condiciones y calidades o limitaciones, para entendernos mejor definiremos cada uno de estos términos:

- ✓ Atributo o variable: término amplio y neutral para un aspecto simple o complejo del suelo.

- ✓ Característica: atributo fácil de percibir y el cual sirve para distinguir los distintos tipos de suelos, puede o no tener un significado práctico (Ej. color o textura del suelo son características que no dan una información directa sobre la calidad del suelo, sino que sirven para inferir la calidad de suelo).
- ✓ Propiedad: atributo que da algún detalle de información sobre el valor del tipo de suelo.
- ✓ Calidad (o limitación): atributo complejo del suelo que actúa en forma distinta de las acciones de otras calidades del suelo en su influencia sobre la capacidad de la misma clase específica de uso.

Definidas como tales, las calidades de uso del suelo no son valores absolutos, pero deben ser evaluadas en relación de las funciones de la tierra y al uso específico que se pretende hacer de ella, como ejemplo podemos citar: un suelo de monte recién desmontado (quitado el bosque o monte) tiene una calidad positiva respecto a la labranza y la producción, considerando el desmonte como un “costo de producción” agregado al valor potencial del suelo agrícola, pero tiene una calidad negativa respecto al uso sostenible de la cobertura vegetal natural. La propensión del suelo a sellarse y formar costra es una calidad negativa para la labranza (mala cama de semillas, reducción del ingreso de agua al perfil), pero es positivo en relación a las posibilidades de cosechar agua para los cultivos en las zonas bajas donde las lluvias pueden ser insuficientes. En el siguiente cuadro podemos presentar una lista de algunas de las distintas “calidades” de la tierra en relación al crecimiento de los cultivos, producción pecuaria y actividad forestal teniendo en cuenta los componentes verticales de una unidad natural de tierra (Cuadro 1).

De todos los aspectos mencionados en el Cuadro 1 y que están en estrecha relación con la calidad de la Tierra, en esta tesis nos centraremos en los que tienen su influencia en los aspectos físicos de la fertilidad del suelo.



Cuadro 1: Calidades de Tierras en función a los componentes verticales en relación al crecimiento de los cultivos, producción pecuaria y actividad forestal (Sombroek 2001).

4.- Calidad del suelo su relación con la fertilidad

Desde los trabajos de Justus von Liebig (1803-1873) a mediados del siglo XIX, el crecimiento de las plantas se ha relacionado más directamente con el contenido y disponibilidad de nutrientes del suelo que con las condiciones físicas o biológicas, con lo que ha llevado a que los aspectos químicos relacionados con la fertilidad de suelos fueran más y mejor estudiados. Existen abundante bibliografía sobre el papel que ocupan los elementos químicos en el suelo y el comportamiento en la nutrición vegetal.

La fertilidad física por el contrario, es un tema que tradicionalmente ha sido muy poco tocado por los libros de carácter general, a pesar que a partir de la década de 1970 se han producido muchos avances en el estudio de la respuesta del sistema radical frente al suelo como medio físico y en el estudio del comportamiento del suelo por efecto de la mecánica agrícola. Esto es posiblemente debido a la dificultad que sigue existiendo tanto para evaluar la fertilidad física, como para establecer las posibilidades de poner en práctica medidas correctoras, que en muchos casos son muy difíciles de evidenciar y además no son de respuestas inmediatas en la producción, como lo puede ser la aplicación de cierta cantidad de nitrógeno, bajo la forma que sea, a un cultivo en donde la respuesta se observa al terminar la cosecha o mucho antes al ver plantas con mejor aspecto o mejores tonos de verde.

En general se puede decir que no se pueden dar soluciones de carácter universal para superar los condicionamientos físicos. Para los casos de impedimentos químicos los fertilizantes están en condiciones de eliminar, por lo menos parcialmente un inadecuado suministro de nutrientes a partir del suelo. Para las limitantes físicas no existe una medida semejante y para cada caso será un problema diferente a estudiar, para establecer las interrelaciones

entre las condiciones físicas, las de manejo y el crecimiento de las plantas y rendimientos de los cultivos.

El objetivo básico de la fertilidad y del manejo de suelos es el crecimiento de los cultivos, y en agricultura la obtención de elevadas producciones de forma sostenible, durable a lo largo de los años al evitar la degradación del recurso suelo.

Cuando se habla de degradación de la fertilidad física del suelo nos referimos a las acciones antrópicas directas o indirectas, que pueden provocar un deterioro de las propiedades físicas que afectan directamente al crecimiento de las plantas como ser agua disponible, suministro de oxígeno, temperatura y resistencia mecánica al crecimiento radical o impedancia a la emergencia. Estos factores de control directo se ven afectados por otros cuya acción es indirecta sobre el crecimiento de la planta como ser la densidad aparente (D_a), textura, estructura y estabilidad de los agregados, porosidad, distribución del tamaño de poros e interconexiones entre ellos (Porta *et al* 1999).

Finalmente, en lo que concierne a la sostenibilidad de la "calidad" o "salud" del suelo, esta dependerá de la función o funciones consideradas desde un punto de vista ambiental o para el uso sostenible por parte de una creciente población humana en relación a la seguridad alimentaria y su bienestar en un contexto intergeneracional.

Por otro lado, la evaluación de la calidad del suelo no es una idea nueva en edafología. Así trabajos ya clásicos como las guías para la evaluación del suelo de la FAO (FAO, 1983) o el sistema de clasificación de capacidad de uso del suelo utilizado en USA (Klingebiel and Montgomery, 1973), han sido usados en distintos países como métodos más o menos directos de clasificar el suelo de acuerdo con su calidad para el uso agropecuario. En Galicia el

sistema de evaluación propuesto por la FAO ha sido utilizado por Díaz – Fierros y Gil Sotres (1984).

Sin embargo ha sido más recientemente cuando se desarrollaron métodos de medida de la calidad del suelo. En términos generales se entiende por calidad del suelo “el grado de adecuación para un uso específico del mismo” (Larson and Pierce, 1994; Gregorich *et al.*, 1994; Doran *et al.*, 1996; Carter *et al.*, 1997; Gregorich, 2002). Si bien la mayor parte de los edafólogos admiten que medir la calidad del suelo es una buena idea no ha resultado tan sencillo llegar a un consenso acerca de cómo tiene que ser efectuadas las medidas e interpretados los resultados. Esto se debe a que el término “calidad del suelo” puede tener diferentes significados para personas distintas. Actualmente se admite que para tener en cuenta los intereses de diversas áreas y las distintas perspectivas los suelos deben de ser clasificados en base a su “adecuación para un uso”. Esto significa que la calidad del suelo dependerá del destino que se le asigne al mismo. Se puede argüir que existe similitud entre los conceptos de evolución del suelo y calidad del suelo. Sin embargo la evaluación del suelo, o su adecuación para un uso determinado se lleva a cabo a partir de atributos intrínsecos a escala del paisaje. Ejemplos de propiedades inherentes al suelo, que son difíciles de modificar y por tanto no vienen afectadas por el manejo son la textura, la mineralogía profundidad, etc.

En la actualidad el interés en el estudio en la calidad del suelo también está relacionado con el desarrollo sostenible. El uso del suelo y sistema de manejo solo se consideran sostenibles si mantienen estables o contribuyen a mejorar la calidad del suelo y no originan perjuicios medioambientales dañinos. Así por ejemplo aquellos sistemas de manejos en los que se utilizan cantidades bajas o moderadas de pesticidas tenderán a reducir el riesgo de contaminación del agua en zonas con suelos susceptibles a la

erosión o el riesgo de contaminación del agua subterránea en suelos muy permeables (Ditzler, 2002).

El anterior concepto de calidad de suelo tiene la desventaja de que no puede ser medido directamente mediante un parámetro específico. Por tanto teniendo como base este concepto se han desarrollado diversas definiciones de calidades de suelo que están basadas, o bien en el uso que el hombre hace del suelo o bien en las funciones del suelo en el marco de los agroecosistemas. Entre los autores y organizaciones que propusieron definiciones de calidad del suelo se pueden citar a Larson and Pierce (1994), Arshad and Coen (1992), Karlen et al. (1997), Doran and Parkin (1994) and Gregorich et al. (1994). El comité de "Salud del suelo" de la Soil Science Society of America propuso la siguiente definición de calidad "la capacidad de un tipo específico de suelo para llevar a cabo sus funciones dentro de unos límites establecidos tanto en ecosistemas naturales como en ecosistemas agrarios, para sostener la productividad animal o vegetal, mantener o mejorar la calidad del agua y aire y servir de base al hábitat y la salud humana" (Karlen *et al.*, 1997). Se aprecia que en esta definición se consideran esenciales cinco funciones:

- ✓ actividad biológicas sostenible
- ✓ regular y distribuir el flujo de agua y solutos
- ✓ filtración, buffer, degradación, detoxificación e inmovilización de materiales orgánicos e inorgánicos
- ✓ almacenaje y reciclado de nutrientes
- ✓ base para las infraestructuras y viviendas del hombre

En base a las anteriores premisas algunos autores han propuesto un procedimiento secuencial para evaluar la calidad del suelo (Doran *et al.*, 1996; Carter et al., 1997). que incluye los siguientes aspectos:

- ✓ objetivos
- ✓ funciones
- ✓ procesos
- ✓ propiedades o atributos
- ✓ indicadores
- ✓ métodos

en consecuencia la evaluación de la calidad del suelo se efectúa siguiendo una serie de pasos sencillos y ello tanto cuando se refiere a pequeñas áreas como puede ser una parcela o a países enteros. Esta evaluación llevada a cabo de un modo intuitivo o subjetivo, o bien de un modo sistemático utilizando sistemas de información y modelos complejos.

En la tabla 1 se puede apreciar una secuencia propuesta por Carter (2002) para la evaluación del suelo.

Paso	Secuencia	Preguntas en cada paso de la secuencia
1	Objetivo	¿Para qué será usado el suelo?
2	Función	¿Qué papel específico se espera que desempeñe el suelo?
3	Procesos	¿Cuáles son los procesos fundamentales en que se basa cada función?
4	Propiedades/atributos	¿Cuáles son las propiedades del suelo críticas para cada proceso? ¿Cuáles son los valores críticos o cuales sus rangos?
5	Indicadores/Funciones de edafotransferencias	Se dispone de datos sobre los atributos específicos? En caso negativo, ¿existen propiedades que puedan estimarse indirectamente?
6	Metodologías	¿Cuáles son los protocolos y normas técnicas para el muestreo, almacenamiento y análisis del suelo?

Tabla 1: Pasos secuenciales para la evaluación de la calidad del suelo (adaptado de Carter, 2002).

Por tanto la evaluación de la calidad del suelo comienza con la definición del uso asignado al mismo a lo que sigue una descripción de las funciones en las que se pretende tomar como base para evaluar la calidad. Así por ejemplo si se considera el suelo a escala global las funciones que conviene tener en cuenta son la regulación de procesos bióticos y abióticos, el flujo de elementos químicos, la redistribución de agua, la influencia en el balance de agua, calor y gases, y el papel como hábitat biológico y reserva genética.

De un modo más concreto y si se tiene en cuenta la anterior definición de calidad de suelo propuesta por Karlen et al. (1997), conviene tener en cuenta las principales funciones del suelo:

- ✓ servir de soporte a la vida animal y vegetal
- ✓ regular el ciclo hidrológico
- ✓ regular el flujo de gases
- ✓ regular la transferencia de energía
- ✓ filtración y buffer frente a contaminantes
- ✓ servir de soporte a estructuras socio - económicas

La calidad del suelo dependerá de su adecuación para cumplir del mejor modo posible estas funciones.

Una vez que se conocen las funciones del suelo el paso siguiente consiste en identificar las características o propiedades que permiten dichas funciones. Cualquier función del suelo es consecuencia de la interacción de procesos físicos, químicos y biológicos, por tanto para describir las funciones del suelo es necesario tener en cuenta la acción conjunta de diversas propiedades. Cuando se carece de datos se pueden usar funciones de edafotransferencia para estimar en términos aproximados las características del suelo.

Finalmente hay que insistir en la necesidad de una estandarización de los protocolos y métodos de análisis, almacenamiento e interpretación de las propiedades del suelo para evaluar su calidad. En este sentido conviene considerar la posibilidad de que la degradación del suelo tenga consecuencias sobre otros compartimentos del ecosistema, como las aguas superficiales y subterráneas.

La mayor parte de los esquemas propuestos para evaluar la calidad del suelo tienen en cuenta un gran número de atributos o propiedades del suelo dado que en la mayor parte de los suelos no se puede usar un único parámetro para definir su calidad. Cuando se utiliza más de una variable, en términos cuantitativos, se requiere un marco conceptual para construir un índice significativo combinando medidas individuales. Dado que se han propuesto diversas definiciones de calidad de suelo no es extraño que exista también una gran diversidad de propuestas sobre la elaboración de los índices (Carter *et al.*, 1997).

Física	Química	Biológica
Textura	Carbono orgánico total	C y N de la biomasa microbiana
Profundidad del suelo y de raíces	pH	Respiración del suelo
Densidad aparente	Niveles de N, P, K	N potencialmente mineralizable
Infiltración	Conductibilidad eléctrica	Biomasa C/C orgánico total
Capacidad de retención hídrica		Respiración/biomasa
Temperatura de suelo		

Tabla 2: Indicadores básicos de calidad de suelo, propuestos por Doran *et al.* (1994).

Algunos autores han propuesto una serie de propiedades o atributos básicos que serían imprescindibles en cualquier sistema de evaluación de la calidad del suelo y se designan como “Conjunto mínimo de datos” (minimum data set, MDS) (Gregorich *et al.*, 1994). Un ejemplo de conjunto mínimo de datos puede ser pendiente, textura, condiciones de drenaje y riesgo de erosión; la medida de estos atributos se combinaría, a continuación, utilizando para cada uno estos distintos pesos o factores de ponderación para obtener un solo valor índice. En la tabla 2 se presentan algunas propiedades físicas, químicas y biológicas que se consideran de interés cuando se define la calidad de los suelos agrícolas teniendo en cuenta criterios de productividad y sostenibilidad.

Como ya se mencionó anteriormente, las propiedades químicas del suelo se han usado de un modo rutinario para evaluar la fertilidad y recomendar dosis de fertilizantes y enmiendas. La evaluación del estado de fertilidad se ha llevado a cabo tendiendo en cuenta, sobre todo, el contenido de MO, macronutrientes y pH. Estos parámetros forman parte generalmente de los MDS publicados. En todo caso conviene tener en cuenta para evaluar la calidad del suelo aquellas propiedades químicas que inhiban el crecimiento de los cultivos o afecten a la disponibilidad de nutrientes.

La evaluación de la calidad del suelo mediante criterios físicos, en general, pretende describir si el almacenamiento y circulación del agua y el aire en el suelo son adecuados o si de algún modo afectan al normal desarrollo de los vegetales. La fase líquida y gaseosa depende tanto de propiedades inherentes al suelo, que intervienen en su calidad, como del uso del suelo y el tipo de laboreo, que pueden modificar la calidad del suelo.

Otros indicadores físicos además del contenido hídrico y la aireación son la susceptibilidad del suelo a la deformación mecánica y las restricciones al crecimiento de las raíces. Las

principales propiedades y factores físicos que se consideran adecuados para describir son, porosidad, distribución del tamaño de poros, densidad aparente, profundidad de enraizamiento, resistencia mecánica, conductividad hidráulica, distribución de tamaños de partículas, etc. Muchas de estas características físicas son imprescindibles para evaluar la calidad del suelo dado que son componentes inherentes al mismo y no pueden ser modificados fácilmente (textura). También hay que señalar que los valores críticos de las propiedades físicas, con frecuencia, solo son válidos para unas condiciones específicas. Así por ejemplo, un valor determinado de densidad aparente puede ser óptimo en un clima seco con un suelo bien aireado y perjudicial en un clima húmedo en suelo con síntomas de hidromorfismo.

Tradicionalmente, se ha prestado menos atención a las propiedades biológicas del suelo para caracterizar la calidad del mismo. Sin embargo esta situación se ha visto modificada en los últimos años. La importancia de las propiedades biológicas deriva de que muchas definiciones de calidad del suelo, se basan en el concepto del suelo como un ecosistema. Los efectos de las propiedades todavía son más difíciles de medir, predecir o cuantificar en comparación con los efectos de las propiedades físicas y más aún con las químicas. Por otra parte los indicadores biológicos son atributos dinámicos por lo que es necesario efectuar medidas o experiencias de campo de larga duración (por lo menos un año).

5.-Resiliencia y sostenibilidad

La sostenibilidad no implica necesariamente una estabilidad continua de los niveles de productividad, sino más bien la resiliencia de la tierra; en otras palabras, la capacidad de la tierra para recuperar rápidamente los niveles anteriores de producción -o

para retomar la tendencia de una productividad en aumento-después de un período adverso a causa de sequías, inundaciones o abandono o mal manejo humano (Figura 1).

Para los niveles de degradación de la tierra se ha tratado de especificar la resiliencia como sigue:

✓ *degradación ligera*: el terreno ha perdido algo de su capacidad para la agricultura pero es adecuado para su uso dentro de los sistemas agrícolas locales. Es posible restaurarlo a su total productividad modificando el sistema de manejo. Las funciones bióticas originales han sido parcialmente destruidas;

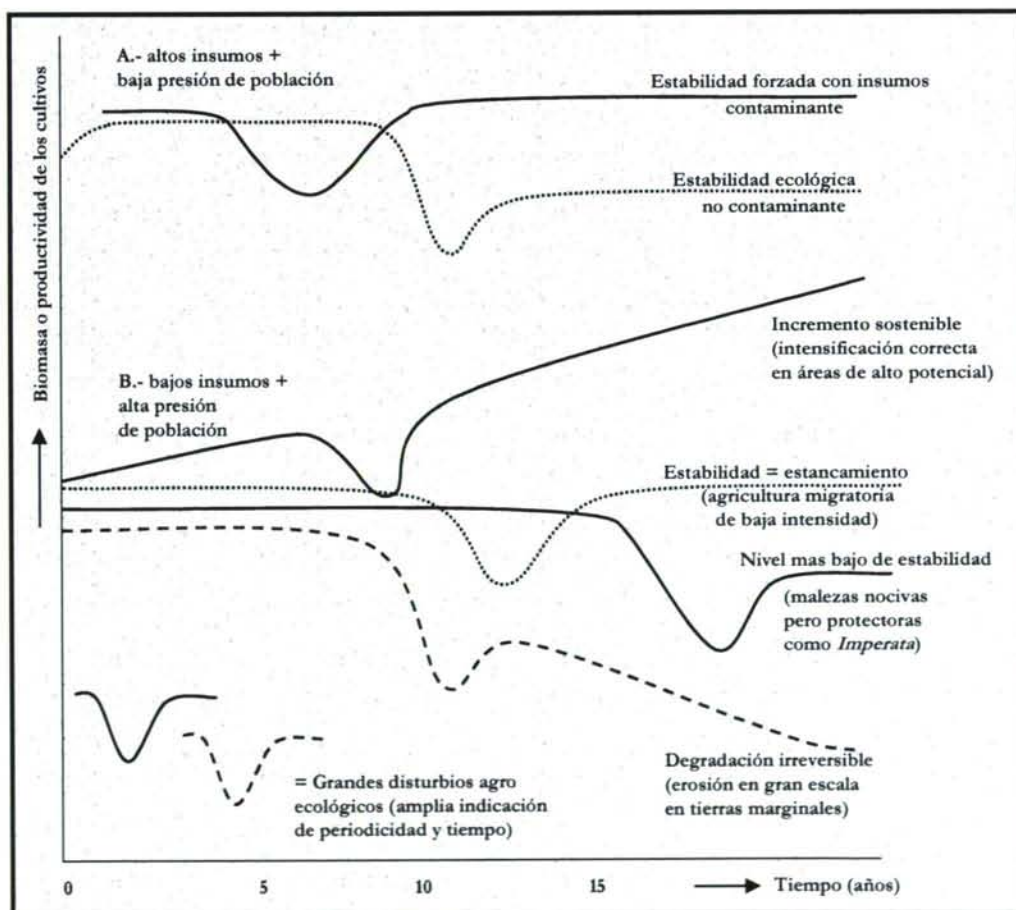


Figura 1: Algunos conceptos de resiliencia de la tierra y su productividad, comparando la situación en algunos países industrializados(A) con la de países en desarrollo (B). (Sombroek, 1993).

✓ *degradación moderada*: el terreno ha reducido sensiblemente su capacidad productiva pero es aún adecuado para su uso dentro de los sistemas agrícolas locales. Son necesarios mejoramientos importantes para restaurar su productividad. Las funciones bióticas originales han sido parcialmente destruidas;

✓ *degradación fuerte*: el terreno no es recuperable a nivel de finca. Son necesarias obras de ingeniería para su restauración. Las funciones bióticas originales han sido destruidas en forma importante;

✓ *degradación total*: el terreno no es recuperable y la restauración no es posible. Las funciones bióticas originales han sido totalmente destruidas.

Los dos primeros tipos de degradación son los causados generalmente por el agricultor en su función como productor primario de alimentos, en los cuales los profesionales vinculados a al área de la explotación agropecuaria (ingenieros agrónomos, de monte, veterinarios, etc,) tienen una gran influencia tanto para producir el deterioro como para contrarrestar la pérdida de las capacidades del suelo. Estos tipos de degradación son los más fáciles de anular, pero muchas veces son difíciles de estimar, y es, en este punto en donde existen muchas divergencias, en la estimación del estado de degradación del suelo.

La producción de alimentos controlada por el hombre (actividad agropecuaria, producción animal y vegetal) debe ser considerada como un disturbio del medio, la cual no debería de llegar al punto tres de la clasificación anterior y menos aún al punto cuatro, lo que significaría la pérdida total del recurso suelo. Entonces, ¿cómo saber en que grado se esta deteriorando un suelo que esta siendo sometido a la actividad agropecuaria?, ¿cómo se puede determinar en que estado de degradación se encuentra ese suelo sometido a la presión de este tipo de acción?

Existen regiones del mundo en donde la actividad agropecuaria ya es el ecosistema de equilibrio de ese lugar, estado clímax, como por ejemplo en muchos sistemas silvo-pastoriles, en donde se hace un uso racional de las especies tanto de pastos, controlando la presión del ganado, como el uso de especies arbóreas para la utilización de madera u obtención de fibras. En este caso no se puede decir que la agricultura sea degradante y ocasione un deterioro al medio. Pero en otras situaciones en donde se quita tanto la pradera natural, como puede ser un ecosistema de sabanas o los árboles en un ecosistema de selva o bosque para introducir una sola especie para ser cultivada, la presión que en este caso se ejerce sobre el ambiente es mucha y dependiendo del tiempo y del uso de ese suelo se puede llegar a decir que la capacidad de recuperación del suelo y del ecosistema se va perdiendo, cuanto más tiempo mayor degradación y menor capacidad para volver al estado previo al disturbio. Cabe aclarar que cuando un medio es transformado, en general, no vuelve a su estado original de equilibrio, por lo menos en tiempos relativos a una generación, sino que se llegan a un nuevo estado de equilibrio muy cercano al estado original. También se puede introducir el término “sensibilidad” para tratar de explicar este fenómeno.

Stocking y Murnaghan (2003), definen a la sensibilidad como el grado hasta el cual un ecosistema experimenta un cambio debido a las fuerzas naturales, la intervención humana o ambas. Algunos lugares son más propensos a ser sensibles a cambiar, por ejemplo, las pendientes pronunciadas, áreas de intensa pluviometría, escorrentía o suelos altamente erosionables. Esos lugares están sujetos a riesgos naturales que los hacen sensibles a sufrir cambios. La intervención humana en estos sistemas puede conducir a alteraciones dramáticas. La sensibilidad al cambio puede surgir como resultado de la intervención humana; por ejemplo, en un estado natural los terrenos montañosos con bosque pueden ser

difíciles de degradar, pero una vez convertidas en tierra de cultivo, la degradación puede tener lugar con más facilidad.

Por otro lado Stcking y Murnaghan (2003) también definen el término “*resiliencia*”. Resiliencia es la propiedad de permitir a un territorio absorber y utilizar el cambio, incluyendo la resistencia a un fuerte impacto. Se refiere a la habilidad de un sistema a retornar a su estado pre-alterado después del cambio.

	Sensibilidad	
	Alta	Baja
Alta Resiliencia	Fácil de degradar	Difícil de degradar
	Fácil de restaurar su capacidad	Fácil de restaurar su capacidad
Baja Resiliencia	Fácil de degradar	Difícil de degradar
	Capacidad difícil de restablecer	Capacidad difícil de restablecer

Tabla 3: Matriz que muestra los extremos entre sensibilidad y resiliencia (Stocking y Murnaghan, 2003).

La resiliencia natural de un medio ambiente puede aumentarse por la diversidad de las prácticas de manejo de la tierra adoptadas por los usuarios. La tierra degradada es menos resiliente que la tierra no degradada. Tiene menos capacidad de recuperarse de posteriores impactos, tales como la sequía, que conduciría a más degradación.

La tabla 3 resume la relación entre resiliencia y sensibilidad de los ecosistemas. Donde un terreno es susceptible de cambio (alta sensibilidad) el riesgo de degradación se ve afectado por la resiliencia de ese terreno- la alta resiliencia disminuye el peligro de una degradación grave, mientras que una baja resiliencia indica que los cambios, probablemente, sean difícilmente reversibles y pueden incluso ser permanentes. Es probable que sistemas de tierra que muestran una alta resiliencia vuelvan a su anterior estado estable después de la perturbación, mientras que sistemas con baja

resiliencia son más apropiados para estar permanentemente alterados por tal perturbación.

El reconocimiento previo de la sensibilidad y la resiliencia de un terreno debería tener gran influencia en las decisiones del uso de la tierra, reduciendo así el riesgo de degradación permanente de la tierra. De manera similar, la sensibilidad y la resiliencia de tipos específicos de suelo también alertan al evaluador de campo del riesgo de degradación permanente o temporal. Por ejemplo, ferralsol ácido rico en hierro pero altamente alterado de los trópicos húmedos tiene una baja sensibilidad a la degradación así como una baja resiliencia. Por ello, una vez que se ha degradado (lo cual es difícil de hacer en un sentido físico), después es casi imposible volver a un estado productivo. Esto se puede contrastar con un Phaeozem que tiene un alto contenido en materia orgánica y una excelente estructura. Con un buen manejo los Phaeozem proporcionan, consecuentemente, grandes cosechas, pero con un pobre manejo se degradan muy rápidamente. Esta alta sensibilidad es, en parte, moderada por una alta resiliencia, debido a que usando métodos orgánicos, el suelo puede ser rehabilitado con relativa rapidez.

6.- Indicadores de calidad

La medida de algunos eventos o fenómenos produce datos básicos (**datos primarios**) que después de haber sido procesados son a menudo publicados como datos estadísticos (**datos analizados**). Estos datos estadísticos pueden proporcionar información fundamental o pueden ser **indicadores** si tienen un significado especial y están ligados a alguna aplicación específica. Si el número de indicadores se reduce a causa de su agregación, esos datos agregados son conocidos como **índices** (Figura 2).

Mientras que la calidad de la tierra describe el estado del suelo, del agua y de la vegetación en forma combinada y para cada unidad de tierra, los indicadores de la calidad de la misma son necesarios para reflejar su capacidad para soportar sistemas biológicos para usos humanos específicos (Hamblin, 1994).

Los indicadores son importantes para el uso sostenible y el manejo de los recursos ambientales ya que pueden orientar la formulación de políticas al proporcionar una valiosa información acerca del estado actual de los recursos a evaluar y de la intensidad y la dirección de los posibles cambios, subrayando además, los temas primarios.



Figura 2: Estructura de la obtención de índices e indicadores.

Los indicadores representan importantes herramientas para la comunicación de información científica y técnica ya que pueden facilitar el acceso a la misma por parte de diferentes grupos de usuarios permitiendo transformar la información en acción. De esta forma pueden desempeñar, una función activa para el mejoramiento de los procesos de formulación de políticas. Sin embargo, las iniciativas para desarrollar indicadores requieren de un cierto grado de "infraestructura" si se espera que produzcan la clase de cambios que buscan los usuarios.

El desarrollo de herramientas fáciles de usar y el empleo de un marco conceptual común para el desarrollo de indicadores, facilitan no sólo la transformación de datos en información útil, sino también la confección de estrategias para la elaboración de políticas y la planificación.

Esta tesis tiene por objetivo final desarrollar algunos indicadores de la degradación física del suelo a partir de datos de campo relacionados principalmente con la resistencia mecánica a la penetración, la porosidad y la distribución de tamaño de esos poros, la densidad del suelo y la conductividad hidráulica de un suelo en la Comunidad Autónoma de Galicia, ubicada al noroeste de la Península Ibérica.

CAPÍTULO 2

CAPITULO 2

1.- Componentes del Suelo

El suelo es un sistema abierto, dinámico, constituido por tres fases, la fase sólida está formada por compuestos inorgánicos (mineral) y orgánicos (materia orgánica, MO) los cuales dejan un espacio de huecos entre ellos en donde se encuentran las fases sólida y gaseosa (Figura 1)

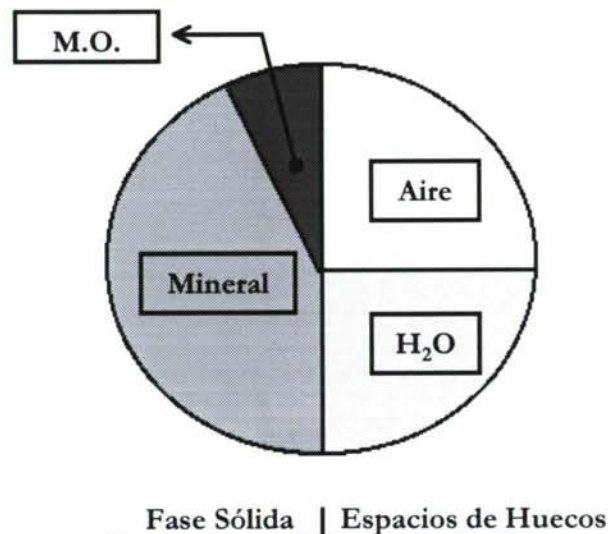


Figura 1: Distribución hipotética de los componentes del suelo, en volumen, de un suelo de textura media que se consideran aproximadamente óptimo para el crecimiento de las plantas (Hillel, 1998).

Al ser la fase sólida un sistema abierto, la fase mineral no puede llegar a un estado estable, si bien en muchos aspectos los cambios tienen lugar de forma extremadamente lenta, que ciertas características pueden considerarse constantes para fines prácticos. Entre estas características se puede mencionar al la distribución de tamaños de partículas (Musy and Souter, 1991; Porta *et al* 1999; Don Scott, 2000).

Las interacciones entre las fases sólida y líquida adquieren especial relevancia al existir en la fase sólida partículas con una elevada superficie específica y que están cargadas eléctricamente, lo cual contribuye a los procesos de adsorción e intercambio iónico (Musy and Souter, 1991; Porta *et al* 1999; Don Scott, 2000). Estos fenómenos son esenciales para la actuación del suelo como depurador natural, para la vida en el suelo (micro, meso y macroorganismos) y fundamentalmente para la nutrición de las plantas. Las fases líquida y gaseosa se hallan en constante cambios, tanto en cantidad como en composición, siendo las lluvias y el riego los que incorporan agua al sistema y la evapotranspiración y la precolación son las principales salidas.

Las partículas que constituyen la fracción mineral del suelo cubren un amplio rango de tamaños, variando desde rocas, con un diámetro mayor a 0,25 cm hasta las arcillas, las cuales tienen un diámetro equivalente inferior a 2 mm. La granulometría expresa la proporción relativa de las diferentes partículas "minerales" inferiores a 2 mm de diámetro equivalente, la que es llamada "tierra fina", luego de la destrucción de los agregados, por clases de tamaños en fracciones granulométricas.

La tierra fina es la fracción activa del suelo, tanto desde el punto de vista físico, como físico - químico y biológico. Las arenas y el limo constituyen el llamado esqueleto del suelo, las partículas de este esqueleto son unidas entre si por los llamados "*coloides*" del suelo constituidos por las arcillas y la materia orgánica. Esta última no entra dentro del análisis granulométrico, ya que para poder determinar las partículas elementales del suelo debe ser destruida.

Cuando se habla del tamaño de las partículas se refiere a una longitud media, ya que al tamizar o sedimentar las partículas, depende la manera en que éstas partículas se acomodan, entonces el resultado de los análisis granulométricos da una distribución probabilística del diámetro de esa partícula que es equivalente al

diámetro de una esfera perfecta, a esto se le llama "diámetro equivalente".

Para cada una de las fases, los aspectos a considerar y los ámbitos de estudios de la ciencia del suelo dentro de los cuales se analizan son las que se muestran en el Cuadro 1:

Fase	Aspecto	Ámbito de Estudio
Sólida	Distribución del tamaño de partículas.	Textura.
	Componentes inorgánicos.	Mineralogía. Superficie específica. Meteorización. Procesos de Transporte.
	Componentes orgánicos.	Composición. Procesos de Transporte.
	Organización.	Estructura, agregación de las partículas y espacio de huecos. Densidad del Suelo.
Interfase sólido – líquido	Interacción suelo – agua.	Reacciones de Superficie.
Líquida	Agua del Suelo	Estados energéticos del agua. Movimientos del agua. Régimen de humedad.
	Exceso de Agua.	Procesos de hidromorfismo.
Gaseosa	Aireación del Suelo.	Composición.
		Humedad del aire. Flujo de aire.

Cuadro 1: aspectos a considerar y ámbito de estudio para cada una de las fases del suelo (Porta *et al* 1999).

2.- Textura, ¿sinónimo de tamaño?

El estudio de las partículas minerales puede llevarse a cabo con distintos enfoques, atendiendo al tamaño y forma de las partículas, a su mineralogía, grado de meteorización, relaciones entre ellas, etc (Porta *et al* 1999). El análisis granulométrico o "granulometría" expresa las proporciones relativas de las diferentes partículas minerales de diámetro equivalente menores a 2 mm,

agrupadas en clases de tamaños de fracciones granulométricas, después de la destrucción de los agregados. Estas partículas inferiores a 2 mm son arena, limo y arcilla. La granulometría es una de las características más estables del suelo y puede considerarse una determinación básica de cada horizonte de suelo. Una vez que se ha determinado el contenido de arena, limo y arcilla de una parcela determinada o para una unidad de suelo, no será necesario repetir este análisis al cabo de cierto tiempo, ya que como se expuso anteriormente es una propiedad que se puede considerar constante.

La predominancia en el suelo de alguna de estas fracciones le otorga al suelo características particulares y ejerce una importante influencia sobre muchas prácticas agrícolas, como facilidad de laboreo, siembra, almacenamiento de agua, disponibilidad de nutrientes, también sobre trabajos relacionados con el medioambiente como pueden ser control de la erosión en cárcavas, manejo del agua a nivel de cuenca y la ingeniería civil como pueden ser construcción de represas y caminos.

Después del color una de las principales características para describir un suelo mineral es la textura, que viene definida como la distribución del tamaño de partículas de la tierra fina, fracción menor a 2 mm (Geering and So, 2002). Para describir un suelo o un horizonte edáfico, se le debe asignar una “clase textural”, la clase textural es la proporción relativa de cada tamaño de partícula. Los límites entre cada tamaño de partículas son un poco arbitrarios y dependen en gran medida de los objetivos que se persiguen en el estudio. Los límites más comunes en edafología son los adoptados por la Sociedad Internacional de la Ciencia del Suelo (ISSS), los propuestos por el Departamento de Agricultura de EEUU (USDA) y los propuestos por la Institución Británica de Estandarización (BSI). Estos se muestran en el Cuadro 2.

3.- Las Clases texturales, ¿una idea sintetizadora?

Cada uno de estos tamaños de partículas se combinan en el suelo en diferentes proporciones, lo que da lugar las diferentes *clases texturales*, estos son términos específicos que proporcionan una idea sintetizadora para la utilización de la información que nos da el contenido de los diferentes tamaños de partículas.

ISSS simple	2 μm		20 μm		2000 μm			
	Arcilla	Limo	Arena			Grava		
ISSS completa	Arcilla	Limo	Arena			Grava		
			Fina		Gruesa			
	2 μm	20 μm	200 μm		2000 μm			
USDA simple	2 μm		50 μm		2000 μm			
	Arcilla	Limo	Arena			Grava		
			Fina		Gruesa			
	250 μm							
USDA completa	Arcilla	Limo	Arena				Grava	
			Muy Fina	Fina	Media	Gruesa		Muy Gruesa
	2 μm	50 μm	100 μm	250 μm	500 μm	1000 μm	2000 μm	
BSI	Arcilla	Limo			Arena			Grava
		Fino	Medio	Grueso	Fina	Media	Gruesa	
	2 μm	6 μm	20 μm	60 μm	200 μm	600 μm	2000 μm	

Cuadro 2: límites del diámetro equivalente para cada tamaño de partícula (Brady, 1974).

Cuando se han establecidos las *clases texturales* se buscó agrupar los suelos con comportamientos similares frente a su acción sobre las plantas de forma directa (resistencia a la penetración, roturas por humedecimiento y secado en suelos con esmectitas, etc) o de forma indirecta como el comportamiento frente al agua disponibilidad de nutrientes, por esta razón los nombres de las distintas clases texturales hacen referencias al

comportamiento que tiene el suelo frente a las características que están referidas a la relación suelo-agua-planta.

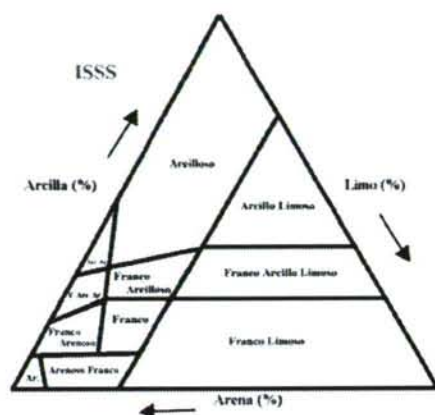
La arcilla es mucho más determinante del comportamiento de un horizonte y por lo tanto del suelo que el resto de las fracciones y para que un suelo posea características arenosas debe tener tres veces más arena gruesa que arcilla (Porta *et al.*, 1999).

Para representar las diferentes clases texturales se utilizan sistemas similares y con las proporciones de los distintos tamaños de partículas se construyen los llamados triángulos texturales, en el Cuadro 3a se muestra el triángulo textural propuesto por la Sociedad Internacional de la Ciencia del Suelo (ISSS) en el Cuadro 3b el propuesto por el “Departamento de Agricultura de los Estados Unidos de Norteamérica” (USDA), y en el Cuadro 3c el que utiliza la Institución de Estandarización de Gran Bretaña (BSI). También se han propuestos el uso de coordenadas ortogonales, usando un triángulo rectángulo (Cuadro 3d), cabe aclarar que no se ha generalizado el uso de este sistema, lo cual puede ser debido a que no permite una lectura directa de alguno de los tres tamaños de partículas, y lo que podría conducir a errores en la determinación de la clase textural.

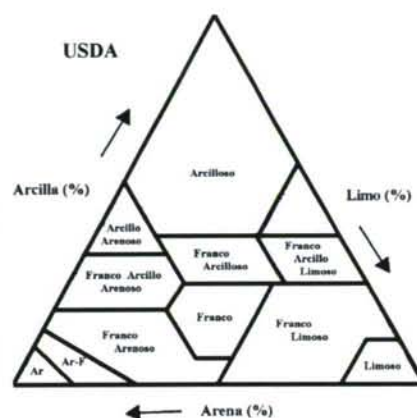
En general se puede decir que de los triángulos presentados el que tiene mayor difusión es el esquema presentado por la el USDA, aunque existen algunos países que poseen su propio sistema de clasificación.

La distribución de tamaños de partículas de un suelo también puede ser representada construyendo curvas de distribución de tamaño de partículas. La que se usa con mayor asiduidad es la curva acumulativa de tamaños de partículas, aunque existen otras (Loveland and Whalley, 2001). Cuando se poseen un número limitado de tamaños de partículas, se puede realizar una

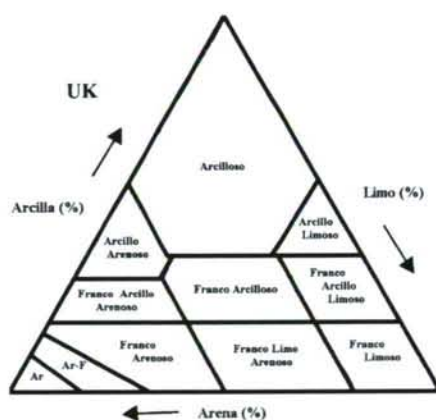
interpolación entre puntos, pero esta interpolación debe hacerse con mucho cuidado.



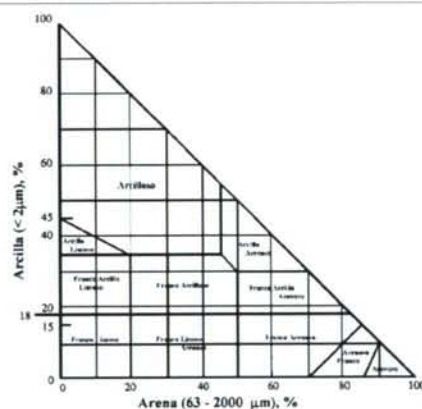
Cuadro 3a: Triángulo textural propuesto por la Sociedad Internacional de la Ciencia del Suelo (ISSS)



Cuadro 3b: Triángulo textural
propuesto por USDA



Cuadro 3c: Triángulo textural propuesto por la Institución Británica de Estandarización (BSI).



Cuadro 3d: Triángulo textural propuesto por la BSI, de diagrama ortogonal, usando arena y arcilla.

Este tipo de curvas tienen una buena aplicación dependiendo del tipo de metodología para determinar la distribución de tamaños de partículas, ya que se pueden cometer serios errores si no se utiliza los métodos apropiados. Una técnica apropiada podría ser la utilización de un granulómetro láser, para conteo de partículas en suspensión, también denominado "*Coulter*", en los que se

representan en el eje X el diámetro de las partículas y en el eje Y el volumen, el cual puede ser acumulativo o también como una distribución de volumen de cada tamaño. Esta metodología presenta la ventaja de que se pueden determinar muchos tamaños de partículas, con lo que las gráficas, se pueden realizar sin la necesidad de las interpolaciones.

4.- Fundamentos metodológicos para determinar la textura

Las técnicas que se utilizan para determinar los tamaños de partículas se pueden dividir en los siguientes grupos:

- ✓ Determinación directa.
- ✓ Tamizado.
- ✓ Elutriación.
- ✓ Sedimentación.
- ✓ Relacionados con radiaciones.
- ✓ Propiedades eléctricas.
- ✓ Propiedades ópticas.
- ✓ Adsorción de gas.
- ✓ Permeabilidad.

Una determinación aproximada de la textura de un suelo se puede realizar al tacto, este tipo de ensayo se realiza con frecuencia en reconocimientos a campo, la dificultad que presenta es que el investigador debe haber sido entrenado previamente y la precisión que se pueda alcanzar depende en gran medida de la experiencia del edafólogo.

Los ensayos de laboratorio son, obviamente, más precisos, estos análisis, básicamente, consisten en una dispersión de las

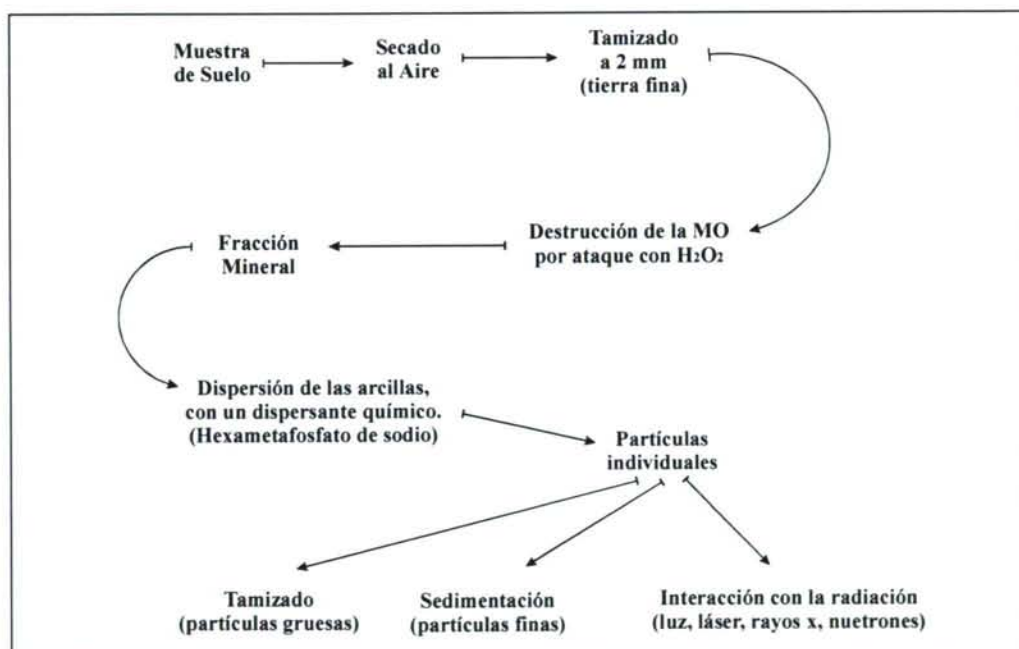
partículas elementales que constituyen el suelo rompiendo los ligandos que los mantienen unidos. Estos ligandos pueden ser la materia orgánica, normalmente la que forma los complejos húmicos - arcillosos, y elementos minerales tales como el Ca^{++} , Mg^{++} , en suelos calizos o Fe^{+++} , Al^{+++} , H^+ , en suelos ácidos. Una vez separado los elementos primarios se debe tratar de que los minerales con cargas en superficies (arcillas) no floculen y formen pequeños agregados, para esto, se usan agentes dispersantes ricos en Na^+ .

El éxito de estos análisis depende, básicamente, de la preparación de la muestra para asegurar la dispersión de todos los agregados en sus partículas primarias sin romperlas, del adecuado fraccionamiento de la muestra en los distintos grupos de partículas arena, limo y arcilla (Baver *et al.*, 1991).

Los objetivos principales en el tratamiento preliminar de la muestra, para el análisis granulométrico son obtener la dispersión máxima y mantener esta dispersión durante el análisis. Esto se puede lograr mediante la eliminación de los agentes cementantes, tales como la materia orgánica y los óxidos de hierro y aluminio, la rehidratación de las arcillas por medios mecánicos y la dispersión física y química de las partículas. Una de las cuestiones a tener en cuenta es que las partículas separadas físicamente en una suspensión pueden coalescer nuevamente y formar flóculos o agregados antes de terminar el análisis, con lo cual precipitarían en forma más rápida y esto conduciría a resultados erróneos de la distribución del tamaño de partículas. La manera más eficaz de lograr estos objetivos es tratando de que las caras de las partículas, básicamente de las arcillas, logren tener fuertes cargas negativas y de esta manera eliminar las atracciones entre los bordes y las cara o las caras - caras de las arcillas y de esta manera no flocularan. También hay que tener en cuenta que en el complejo de cambio de las arcillas existen cationes H^+ , Ca^{++} y Mg^{++} , fuertemente adsorbidos (Baver *et al.*, 1991), los cuales deben ser reemplazados

por otros cationes monovalentes que estén muy hidratados y de esta manera mantener el potencial en la superficie de la partícula por encima de un cierto valor crítico para impedir de esta manera la floculación. El hexametáfosfato de sodio es un compuesto que cumple estos requisitos, aumenta las cargas negativas en los planos e invierte las cargas positivas de los bordes, con lo cual se consiguen partículas con fuerte carga negativa que se repelen mutuamente y permanecen totalmente dispersas en la suspensión.

En forma resumida las operaciones que se llevan a cabo para esta determinación que dan resumidas en el siguiente cuadro.



Los análisis estándares para la determinación de la textura de los suelos, utilizan como fundamento físico para la separación de las partículas elementales el tamizado (para fracciones gruesas, arenas) y la sedimentación (para fracciones finas, limo y arcilla).

a) Tamizado

Los tamices disponibles poseen mallas con aberturas que van desde los 125 mm hasta los 5 μ m, con agujeros que pueden ser tanto

cuadrados como redondos, siendo los primeros los más usados en la ciencia del suelo. Normalmente son fabricados con alambres tejidos, desde las aperturas mayores hasta los tamices de 37 μm . Otra forma de describir los tamices es a través del "Número de Malla", esta práctica es cada vez menos usada, ya que el Sistema Internacional (SI) no lo recomienda. El número de malla es el número de alambres por pulgada lineal, que es (en teoría) un número más que el número de agujeros en la misma unidad de longitud. Hoy en día, muchas organizaciones de estandarización prefieren el uso del "Número de Serie" de los tamices propuestos por la Organización Internacional de Estandarización (ISO). La serie principal esta basada en una progresión geométrica de n (10, donde n es 5, 10, 20, 40, etc (ISO, 1973, 1990). Este sistema, en general, da un menor error numérico de una abertura del tamiz en relación al siguiente tamiz de la misma serie.

La agitación mecánica de los tamices es más usada que la agitación manual, ya que la primera produce menos errores y resultados más precisos. Muchos de los errores en el tamizado surgen por el uso de tamices dañados o también en el proceso de tamizar, especialmente en la carga de los tamices, el tiempo de agitación, el ajuste entre tamices, el tapado, el articulado y los fallos mecánicos que se producen durante el agitado de la pila de tamices (Head, 1992).

La dificultad del tamizado aumenta a partir de tamices con aberturas menores a 30 μm , y el tamizado en seco no es recomendado a partir de este rango de tamices.

b) Sedimentación

Las técnicas de determinación que combinan el tamizado con la sedimentación, son los protocolos de análisis más utilizados en la ciencia del suelo. Entre las técnicas que tienen como fundamento

físico la sedimentación se pueden mencionar al "Método de la Pipeta", "Método del Densímetro".

Sedimentación es la deposición de partículas en un fluido, por acción de la gravedad o por efecto de la fuerza centrífuga. La cantidad de un material por encima o por debajo de un tamaño específico es determinado tomando una alícuota de una suspensión la cual es secada y se pesa el residuo, también por el cambio de la densidad o la opacidad de la suspensión o midiendo la cantidad de sedimentos que se han depositado en la base luego de un determinado tiempo.

Cualquier método de medida que se escoja, asume que la partícula en suspensión se comporta de acuerdo por lo propuesto por la "Ley de Stokes".

Stokes estudió el comportamiento de partículas esféricas en un medio viscoso y formuló la ley que lleva su nombre. Experimentalmente demostró que la resistencia que ofrece un líquido a la caída de una partícula esférica rígida varía con la circunferencia de la esfera. Es proporcional a la viscosidad (η) y a tres veces la velocidad de caída, siendo la fuerza que determina como sedimenta una partícula la resultante de las fuerzas de caída y de empuje:

$$\text{Fuerza de caída: } \frac{4}{3} \pi r^3 \rho_s g$$

$$\text{Fuerza de empuje: } \frac{4}{3} \pi r^3 \rho_w g$$

$$\text{Fuerza de rozamiento: } 2 \pi r \eta 3 V$$

donde:

r : radio de la partícula.

ρ_s : densidad de la partícula.

ρ_w : densidad del líquido en que sedimenta.

η : viscosidad dinámica.

V : velocidad de sedimentación.

$K = K(T)$: constante para una determinada temperatura.

T : temperatura.

t : tiempo de sedimentación.

h : altura de sedimentación (profundidad de pipeteado).

En una sedimentación de régimen laminar, la resultante de estas fuerzas es nula, de lo que se deduce la expresión de la velocidad terminal de sedimentación:

$$V = \frac{2}{9} \frac{r^2 (\rho_s - \rho_w) g}{\eta} = Kr^2 = \frac{h}{t}$$

Esta expresión permite calcular, para una determinada altura (profundidad de muestreo), el tiempo que debe transcurrir para que partículas de un diámetro aparente igual o inferior a dos veces el radio sean las únicas que estén sedimentando a dicha altura, en condiciones isotérmicas, con lo cual se consigue tomar muestras de las partículas según su tamaño.

El método del higrómetro permite realizar las medidas en la suspensión, después de cierto tiempo de espera de sedimentación, para determinar de forma indirecta los porcentajes de los diferentes tamaños de partículas, necesidad de pipetear, sin secar ni tener que pesar. Con este fundamento Boyoucos en 1962 propuso el método del densímetro, que está basado en la medida de la densidad de la suspensión, la cual está relacionada con la concentración de partículas en dicha suspensión. Cabe aclarar que la posibilidad de automatización del método de la pipeta y su mayor precisión ha hecho que sea el método adoptado por muchos laboratorios de análisis de suelos.

c) Centrifugación

Los métodos basados en la centrifugación son una extensión de los métodos relacionados con la sedimentación bajo la fuerza de la gravedad, y puede ser utilizado para la determinación de la cantidad de partículas menores a 1 mm de diámetro equivalente en suspensión, sobre todo cuando la sedimentación de partículas por efecto de la gravedad están seriamente afectadas por el movimiento Browniano. Esta metodología fue adoptada por el Servicio de Conservación de Suelos de los EE.UU. (USDA, 1996), para determinar las partículas con un diámetro equivalente menor a 0,2 mm, también llamadas arcillas finas.

Para análisis de tamaños de partículas inferiores a 7 mm, se puede usar agua como medio de suspensión y para partículas de mayores tamaños se deben utilizar líquidos más viscosos. El límite inferior está controlado por el movimiento Browniano y está considerado para partículas entre 10 y 50 nm.

Los analizadores de tamaños de partículas centrífugos pueden ser usados de dos maneras. En cualquiera de las dos, los tubos de sedimentación son llenados con una suspensión homogénea al inicio del análisis, o los tubos son llenados con un líquido claro que hace las veces de sostén sobre el cual la suspensión flota. Estas dos técnicas son conocidas como la técnica del inicio homogéneo (homogeneous - start) y como la técnica del inicio lineal (lineal - start) respectivamente.

Los tipos más comunes de analizadores de tamaños de partículas que se basan en la centrifugación son dos y se diferencian por el tipo de muestreo que utilizan. Uno usa una pipeta y es similar al "Método de la Pipeta" basado en la sedimentación por la fuerza de la gravedad. En este tipo de analizadores solo se recomienda el uso de la técnica homogeneous -

start, porque la concentración de la suspensión es más elevada que en la otra técnica.

Muestreo con Pipeta

Cuando se usa un disco centrífugo con la técnica homogeneous - start, como es el caso de la técnica del muestreo con pipeta, la disminución en la concentración de la suspensión en el punto muestreado, puede ser atribuido a la sedimentación de fracciones de varios tamaños y los diferentes estratos de sedimentación radial que da un aumento adicional de la suspensión. Para calcular la distribución del tamaño de partículas, este efecto de disolución radial debe ser corregido. El cálculo de la solución exacta es muy complicado, pero los muestreos propuestos son modificados, tal que los sucesivos diámetros de partículas ocurren en un radio $1:\sqrt{2}$ y se puede aplicar una solución aproximada mucho más fácil de realizar. Aunque, el uso de esta simplificación, puede llevar a cometer algunos errores cuando las muestras presentan un comportamiento bimodal en la distribución del tamaño de partículas. Esto sugiere que en algunos casos, se pueden obtener mejores resultados ajustando los datos experimentales a una curva definida por la media y el desvío estándar o alguna otra función conocida.

Muestreo con rayos - X y con fotosedimentación

La técnica de muestreo con rayos - X y fotosedimentación se basa en el monitoreo continuo de la sedimentación por medidas de la transmisión de radiación (visible o rayos - X) en una zona de monitoreo perfectamente definida. El analizador de tamaños de partículas de disco centrífugo con rayos - X, opera sobre principios similares a la sedimentación gravitacional y la utilización de los rayos - X para la determinación del tamaño de partículas. Aunque se deben realizar las correcciones necesarias debido al cambio de la

fuerza centrífuga por la fuerza de gravedad para compensar el efecto de disolución radial.

Las técnicas de fotosedimentación, usando la radiación visible es ampliamente utilizada para el análisis de tamaños de partículas. El uso de luz es mejor para suelos que los rayos - X, porque el cuarzo y los minerales de arcilla pueden ser traslúcidos a los rayos - X. Sin embargo, puesto que la fracción arcilla, menor a 2 mm de diámetro equivalente, contiene partículas mayores y menores que la longitud de onda de la luz visible, los datos de fotosedimentación deben ser corregidos para la amplia variación en la dispersión de luz que ocurre con el cambio de tamaño de partículas. Para este tipo de análisis se pueden usar las técnicas homogeneous - start y line - start.

La sedimentación en suspensiones homogéneas produce una relación monotonica entre la turbidez (el coeficiente de absorción de la suspensión) y el diámetro de las partículas. La concentración inicial de la suspensión tiene que ser ajustada para asegurar que los datos de turbidez obtenidos desde el inicio del análisis están dentro de la región en que la ley de Lambert - Beer es válida, por ejemplo, la concentración de la suspensión es proporcional a la turbidez. Cuando se analizan arcillas u otras partículas más pequeñas, es preferible dividir el análisis entero en una serie continua o superpuesta de intervalos de tamaños de partículas, como por ejemplo 20 nm a 0,1 mm, 0,1 a 2 mm y 1 a 10 mm (Whalley *et al.*, 1993). Esto es necesario ya que las partículas más pequeñas dispersan mucho más la luz que las partículas mayores. Esto es tan así que para obtener los valores de turbidez, las concentraciones de suspensión mayores son usadas para partículas de menor tamaño. En general, para obtener valores reales de turbidez, se requieren, para rangos entre 20 nm a 0,1 mm, una concentración de suspensión de 10 g dm⁻³, mientras que las concentraciones en los rangos de tamaños de 1 a 10 mm, pueden ser

tan bajos como $0,3 \text{ g dm}^{-3}$, para asegurar que se cumpla la ley Lambert - Beer.

Como complemento de la fotosedimentación, los datos de turbidez pueden ser normalizados a una suspensión de concentración uniforme para dar una curva continua que cubra todo el rango de tamaños de partículas. Para convertir una distribución de tamaños de partículas por masa, es necesario tener en cuenta algunos supuestos acerca de la forma de las partículas (Whalley *et al.*, 1993).

En el método de line - start, la muestra dispersada flota sobre la superficie del líquido sostén, y la sedimentación de las partículas fuera de esta zona baja de inicio, es monitoreada a una distancia fija en el disco de fluido por transmisión de luz. Es usual que la densidad del líquido sostén sea ligeramente mayor que la densidad de suspensión, para prevenir errores de medidas en esta zona baja de contacto, se suele utilizar una solución de 10 % de glicerol y 90 % de agua. Una vez que la relación entre la turbidez y el diámetro de partículas ha sido corregido por la variación en la dispersión de la luz con el tamaño de partículas, se representa una distribución por masa, en contraste con la distribución por área inicialmente dada por la técnica de homogeneous - start de fotosedimentación.

La principal crítica de todo el análisis de fotosedimentación, particularmente con arcillas finas, es que se requieren grandes correcciones de los datos experimentalmente obtenidos para compensar los efectos por la dispersión de la luz.

d) Método de la Zona de Sensibilidad Eléctrica (ZSE)

El fundamento del método de la Zona de Sensibilidad Eléctrica es comúnmente conocido como el "Principio Coulter", ya que fue desarrollado y los instrumentos comercialmente disponibles, aunque no todos, son fabricados por la "Beckman - Coulter Corporation, y son generalmente llamados "Contadores

Coulter". Este principio de basa en que la medida de resistencia entre dos electrodos y un electrolito, separados por una abertura de tamaño conocida, y por lo tanto las características eléctricas cambian en proporción al volumen de partículas que pasan a través de la abertura. Estos cambios en la resistencia eléctrica pueden ser escalados y contados a una relación de varios miles por segundos.

En el método de ZSE, un volumen de suspensión medido es tomado a través de la abertura por una operación automática de un manómetro, y los cambios en la resistencia entre los electrodos causado por el pasaje de cada partícula es detectada como un pulso eléctrico. Esto es escalado, amplificado y asignado electrónicamente para cada clase particular de tamaño o canal. Tendrían que haber por encima de 256 canales para cubrir cada rango particular de aberturas en uso. Con la ayuda de microprocesadores, los datos de los instrumentos de medida pueden ser expresados directamente como porcentaje del tamaño superior, como una curva de distribución acumulativa y como ambas. Esto es importante recordar, que algunas veces, la salida es un número de distribución de tamaño, en que el total del volumen de partículas es deducido (con algunos supuestos) desde la propia clase de tamaño.

Existen dos situaciones que pueden conducir a errores en las medidas con el "Contador Coulter", una de ellas es cuando dos partículas pasan juntas a través de la abertura y que el aparato las lee como una sola y la otra situación es cuando dos partículas pequeñas, que se encuentran por debajo del umbral de medida, que por si solas no serían detectadas por el contador, y que al pasar juntas sobrepasan ese límite del contador y por lo tanto son detectadas y contadas como un tamaño mayor al que corresponden, al igual que en el caso anterior. La respuesta para ambos problemas, es el uso de suspensiones extremadamente diluidas y

perfectamente dispersadas, para asegurar que las partículas son contadas de a una y separadamente.

El rango de tamaño, en estudios de suelos, que pueden ser analizados por esta técnica está entre 1,5 mm y 0,5 μm . Las partículas mayores no quedan en suspensión adecuadamente en el agua, pero partículas de cuarzo con un diámetro mayor a 1 mm pueden quedar en suspensión en una solución salina con glicerol en una relación 10:90 (Loveland and Whalley, 2001).

Existe una cantidad considerable de literatura que compara el "Método Coulter" con otras técnicas para determinar la distribución de tamaño de partículas (Syvitski, 1991). Una de las consideraciones a tener en cuenta de este método es que se adapta perfectamente a muestras con pequeñas proporciones de sólidos en suspensión, como es el caso de la determinación de sedimentos de arroyos, ríos y aguas marinas. Esta metodología puede ser comparada con las técnicas convencionales de tamizado y sedimentación, sobre todo en términos de reproducibilidad y eficiencia para un detallado análisis de tamaño.

Resumiendo el Método de la Zona de Sensibilidad Eléctrica es probablemente el mejor para una detallada determinación de la distribución de tamaño de partículas sobre un estrecho rango de diámetros equivalentes. Existen pequeñas dudas, sin embargo, de que los instrumentos utilizados en este método no siempre "ven" partículas, en el mismo sentido que muchos métodos convencionales, tales como la sedimentación. Esto, de cualquier manera, es verdadero para todos los métodos y no significa que la aproximación de la zona de sensibilidad eléctrica no sea válida para todos. Una desventaja del método ZSE es que necesita trabajar con más de una abertura para poder cubrir el rango que excede las 50 μm de diámetro equivalente (Loveland and Whalley, 2001).

e) Interacción con Radiaciones Electromagnéticas

Una partícula puede absorber, difundir, refractar, difractar, o reirradiar una radiación que incide sobre ella. Tales interacciones pueden ser usadas para estimar la masa del material encontrado por un haz de radiación, o ello puede ser usado directamente para producir información acerca del tamaño de partículas encontradas. Generalmente, los instrumentos modernos que utilizan estos principios se clasifican en dos grupos, "absorción de la radiación" y "dispersión de la radiación".

Absorción de Luz

La aplicación más simple de la absorción, supone una extinción total de la luz, en que cada partícula intercepta un rayo de luz colimatado, este oscurecimiento es determinado electrónicamente. La celda de muestras causan flujos de turbulencias, por lo tanto las partículas presenta un constante cambio de sección para el rayo que pasa a través de ellas, y esto es el área máxima de sección que es registrada.

El instrumento HIAC, incorpora este principio, que (en teoría algo menos) puede cubrir un rango comprendido entre 1 y 9000 μm de diámetro equivalente.

Una de las radiaciones electromagnéticas utilizadas son los "rayos - X", y el principio para determinar la masa de un material a una profundidad fija por la atenuación de un haz de rayos - X, es utilizado por el Sedígrafo fabricado por "Micrometris Corporations. Este instrumento (Sedigraph) consiste en una fuente de rayos - X (lámpara de tungsteno que emite radiaciones de una longitud de onda de 14,76 nm), los cuales pasan a través de una celda de aproximadamente 1,25 cm de ancho, 3,5 cm de largo y 0,35 cm de espesor, con un volumen aproximado de 1,65 cm^3 . Estos instrumentos poseen un detector, un procesador y amplificador de señales de las radiaciones, estas señales son finos haces

colimatados de rayos - X. Este instrumento, tiene incorporado una modificación de la ecuación de Stoke, y tiene como una de las salidas una gráfica con el porcentaje acumulado de la masa en función al diámetro equivalente.

Este principio posee dos desventajas, la primera es que la absorción de rayos - X es cada vez más baja para elementos con un número atómico por debajo de 14, los cuales incluye al aluminio y al silicio, con lo cual hay que tener mucho cuidado al ser usados en suelos ricos en silicatos y aluminatos (estos suelos comprende un amplio espectro dentro de los suelos agrícolas); el otro problema que presenta, es que el coeficiente de absorción de masa de los materiales del suelo cubren un rango de valores y valores medios que tienen que ser asumidos, sin embargo es improbable que estos valores permanezcan constantes sobre todo el rango de tamaños que aparecen al examinar un polímero mineral mixto como puede ser un suelo (Buchan *et al.*, 1993).

Así como para la Técnica del ZSE, existe una amplia literatura para el Sedígrafo (Sedigraph). Para suelos, la mayoría de los autores usan un rango de diámetros equivalentes comprendidos entre 63 y 2 μm . Loveland y Whalley (2001), opinan que para una celda de medida con un volumen de 1,65 cm^3 y para un suelo que contiene 50 g dm^{-3} de menos de 100 μm en suspensión, la celda debe contener menos de 0,1 g de material. Esto simplifica la producción de pequeñas partículas, lo cual a la larga hace que la técnica de valores más confiables. Debido al movimiento Browniano, la determinación de la proporción de partículas por debajo de 1 mm de diámetro equivalente no esta disponible para la sedimentación por gravedad. Teniendo en cuenta estas consideraciones, el Sedígrafo ofrece un método rápido para obtener la distribución del tamaño de partículas de un suelo, en un rango comprendido entre 2 y 60 μm . La fracción más pequeña (menor a 2 μm) se determina por diferencia.

Dispersión de Luz

El desarrollo moderno en electrónica, procesamiento de señales y microcomputadores asegura que *"la dispersión de la luz"* es el área del análisis del tamaño de partículas más rápidamente desarrollada. Aunque existen dos problemas, inherentes a todos los aparatos de difusión de la luz:

1.- La teoría sobre la cual se basa, y que puede fácilmente ser evaluada, está disponible solamente para esferas y otros cuerpos regulares, tales como elipsoides.

2.- Existen considerables problemas técnicos y teóricos en obtener información significativa para partículas cuyo tamaño es del orden de (más pequeñas que) la longitud de onda de la radiación incidente.

La información de tamaño, alrededor de las partículas más pequeñas es producida por un ángulo grande de dispersión (generalmente 90° del plano de la luz incidente), y para partículas más grandes por la llamada dispersión avanzada. Lo anterior, está dado por la teoría de Mie y últimamente por la teoría de difracción de Fraunhofer (Danhneke, 1983). Para aparatos más precisos, la región de partículas más pequeñas puede ser considerada del rango de 0,04 a 3 μm , y para las partículas mayores en la región que abarca 1 a 2000 μm o más. El rango submicrométrico puede estar dado por la correlación o auto correlación espectroscópica del fotón. Esto depende sobre las fluctuaciones en la intensidad de la luz con el tiempo, causada por el movimiento Browniano de las partículas. Aunque la teoría está bien desarrollada para sistemas monodispersos de esferas, este no es el caso de los sistemas polidispersos de partículas de diferentes formas y distintos índices de refracción. Un aparato relacionado, que también depende de la fluctuación de la intensidad de la luz, es el anemómetro Doppler de fibra óptica (FODA). En este caso, un rayo láser pasa a través de

una suspensión y detrás de esta hay una serie de detectores que recogen los rayos desviados. Existe un Doppler modificado que relaciona el tamaño de las partículas con la longitud de onda de la luz reflejada propia del movimiento Browniano de estas. Puesto que en el FODA, no existe una ceda de muestras, la fibra puede ser mojada dentro de un tubo, y esto es posible convertir, en teoría, para seguir el cambio de tamaños de partículas en el interior de un tubo de reacción, y tomar medidas rápidamente a un gran número de tubos.

La aplicación de los instrumentos de dispersión de la luz para los análisis de sedimentología, hasta la fecha, son limitados (Loveland and Whalley, 2001).

Resumiendo, los instrumentos que utilizan la difusión de la luz ofrecen la posibilidad de realizar medidas de la distribución de tamaños de partículas muy rápidamente con pequeñas muestras del material. Sin embargo, la teoría sobre la cual está basada es rigurosamente conocida solo para partículas simples (esferas, discos, elipsoides, etc.) y los instrumentos claramente tienen problemas en relacionar con la variación en el factor forma y con sistemas de partículas de diferentes índices de refracción (Loveland and Whalley, 2001). Beuslink *et al.*, (1998), compara el Coulter LS - 100, con el método de la pipeta y concluyen que mientras los minerales de arcillas de las muestras son similares, los resultados del análisis del tamaño de partículas de suelos, determinados por los dos métodos, pueden ser comparados a través del análisis de los componentes principales.

CAPÍTULO 3

CAPITULO 3

1.- El suelo como sistema de tres fases

Como se mencionó el Capítulo 2, el suelo es un sistema constituido por la fase sólida (mineral y orgánica), la fase líquida compuesta por el agua del suelo y la fase gaseosa formada por la atmósfera del suelo.

El término sistema se refiere a un grupo de interrelaciones, elementos constituyentes interdependientes como una entidad integrada. Puesto que toda la naturaleza es en hecho una entidad integrada, considerar algún dominio dentro de la naturaleza como un sistema es un ejercicio algo arbitrario.

El suelo es un sistema poroso, heterogéneo, polifásico, particulado y disperso, en donde el área interfacial por unidad de volumen puede ser muy grande (un puñado de arcilla puede tener un área interfacial de varias hectáreas). La naturaleza dispersa del suelo y su consecuente actividad de interfase da origen a muchos fenómenos como la adsorción de agua y elementos químicos, capilaridad, intercambio iónico, hinchazón y contracción de arcillas, como también la alternancia de dispersión y floculación del suelo (Musy and Souter, 1991; Porta *et al* 1999; Don Scott, 2000).

Las tres fases de la materia están representadas en el suelo de la siguiente manera:

- ✓ fase sólida: forma la *matriz del suelo* (mineral y orgánica).
- ✓ fase líquida: formada por el agua del suelo, que siempre contiene sustancias disueltas, por lo tanto debe ser llamada *solución del suelo*.
- ✓ fase gaseosa: es la *atmósfera del suelo*.

La matriz constituida por partículas que varían en su composición química, así como también en tamaño, forma y

orientación. Ella también contiene sustancias amorfas, particularmente materia orgánica, que está asociada a los granos minerales y pueden juntarse en ensamblajes llamados *agregados*. La estructura de la matriz del suelo determina las características geométricas del espacio de poros, en donde el agua y el aire son retenidos y transmitidos. Finalmente el aire y el agua del suelo varían en composición, tiempo y espacio. La proporción relativa de las tres fases en el suelo no es fija por los cambios continuos, dependiendo de otras variables tales como el clima, vegetación y manejo. En la Figura 1, del Capítulo 2, se muestra la composición hipotética, en volumen, de un suelo de textura media para una condición que se considera aproximadamente la óptima para el crecimiento de las plantas.

2.- Relaciones de masa y volumen de los constituyentes del suelo:

Ahora se considerará las relaciones de masa y volumen entre los componentes de las tres fases del suelo y se definirán parámetros básicos que son útiles en la caracterización física del suelo. La Figura 1, es una representación esquemática de un suelo hipotético, en donde las tres fases están separadas y se encuentran una sobre otra, con el fin de mostrar su masa y volumen relativos.

En la Figura 1, la masa de cada una de las fases está indicada a la derecha, siendo M_a , la masa del aire, la M_w es la masa del agua, la M_s la masa de sólidos y M_t la masa total. Estas masas también pueden ser representadas en términos de su peso, que viene dado por el producto de cada masa por la aceleración de la gravedad. El volumen de cada fase está representada a la izquierda del diagrama, donde V_a , es el volumen de aire, V_w es el volumen de agua, V_f es el volumen de los poros y viene dado por $V_a + V_w = V_f$, V_s es el volumen de los sólidos y V_t es el volumen total.

Sobre la base de este diagrama, se definirán algunos términos que son usados generalmente para expresar las interrelaciones cuantitativas de las tres fases primarias del suelo.

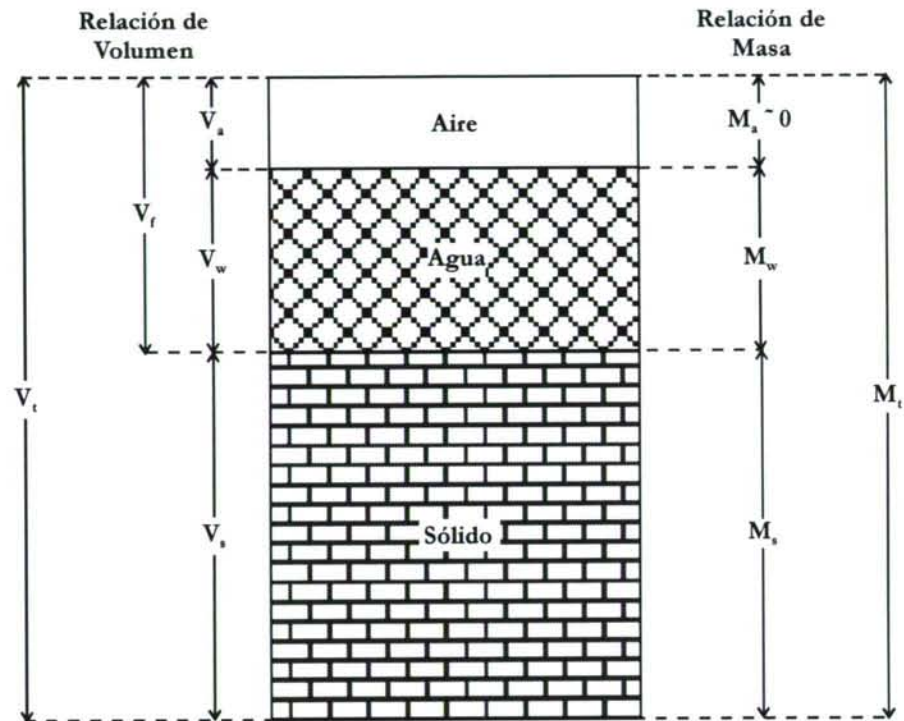


Figura 1: Diagrama esquemático del suelo como un sistema de tres fases (Hillel, 1998).

3.- Densidad real (ρ_s)

La densidad real o también conocida como densidad de sólidos, es la masa de sólidos por unidad de volumen y viene dada por la siguiente relación:

$$\rho_s = \frac{M_s}{V_s} \quad (1)$$

En muchos suelos minerales, la masa media por unidad de volumen de sólidos es alrededor de 2,60 - 2,70 Mg m⁻³. Este valor se da, porque está muy cerca del valor de la densidad del cuarzo, y

este mineral es el que prevalece en la fracción sólida de mayoría de los suelos minerales.

La presencia de óxidos de hierro y de otros metales pesados, incrementan los valores medios de ρ_s , siendo en algunos casos superiores a $2,90 \text{ Mg m}^{-3}$. La presencia de altos contenidos de materia orgánica hace disminuir los valores de ρ_s , ya que los materiales orgánicos son mucho más livianos que los materiales minerales.

Los valores más frecuentes de ρ_s son los siguientes:

$\rho_s = \frac{M_s}{V_s}$	Minerales de arcilla	2,00 – 2,65 Mg m^{-3}
	Cuarzo, feldespatos	2,50 – 2,60 Mg m^{-3}
	Minerales con elementos metálicos	4,90 – 5,30 Mg m^{-3}
	Horizontes minerales	2,60 – 2,75 Mg m^{-3}
	Horizontes orgánicos	1,10 – 1,40 Mg m^{-3}
	Horizontes ricos en metales pesados	2,75 Mg m^{-3}
	Valor medio para suelos minerales	2,65 Mg m^{-3}

4.- La Densidad aparente (ρ_b)

La densidad aparente de un suelo seco expresa la relación entre la masa de sólidos y el volumen total de suelo, incluyendo los poros. Viene dada por la siguiente expresión:

$$\rho_b = \frac{M_s}{V_t} = \frac{M_s}{(V_s + V_a + V_w)} \quad (2)$$

Obviamente la densidad aparente es siempre menor que la densidad real, ya que parte de los poros son parte del volumen, entonces ρ_b es parte ρ_s .

Los valores que puede tomar la densidad aparente depende de muchos factores, que van desde la textura, contenido de materia orgánica, hasta el manejo que se le da al suelo, en términos generales se pueden dar los siguientes valores:

$\rho_b = \frac{M_s}{V_t}$	Horizontes arenosos	1,45 – 1,60 Mg m ⁻³
	Horizontes arcillosos con estructura	1,05 – 1,10 Mg m ⁻³
	Horizontes compactados	1,90 – 1,95 Mg m ⁻³
	Horizontes con alófana (volcánicos)	0,85 Mg m ⁻³
	Horizontes turbosos	0,25 Mg m ⁻³
	Valor medio	1,35 Mg m ⁻³

La densidad aparente de un suelo arenoso, con un relativo bajo volumen de poros, puede ser cercano a 1,60 Mg m⁻³, mientras que suelos francos bien agregados y los suelos arcillosos poseen valores por debajo de 1,20 Mg m⁻³.

En contraste con la densidad real, que es más o menos constante, la densidad aparente es altamente variable. Esta es afectada por la estructura del suelo, que es, su flojedad o grado de compactación, así como también por sus características de contracción y expansión. Esto último depende tanto de su contenido de arcilla como de la humedad del suelo. Aún en suelos extremadamente compactados, la densidad aparente de ese suelo sigue siendo menor que la densidad real, porque las partículas nunca pueden llegar a entrelazarse perfectamente. El espacio poroso puede ser altamente reducido por compactación, pero nunca se puede llegar a eliminar totalmente.

La densidad aparente es usada para referir a un volumen de suelo en el campo, los resultados de los análisis de laboratorios.

Esta utilidad es necesaria para la práctica agronómica de la fertilización.

La ρ_b está directamente relacionada con la estructura del suelo, y por lo tanto depende de los mismos factores de control. Este es un dato que se puede obtener con bastante facilidad, y por ello es un parámetro que puede estar disponible para los diferentes horizontes de un suelo. Aunque cabe destacar que el valor de la densidad aparente presenta limitaciones importantes, ya que no presenta información relacionada con el tamaño de los huecos, su continuidad o sobre las fuerzas que dieron lugar a una estructura específica. Estos aspectos tienen importancia para predecir el movimiento del agua en el suelo y los riesgos de degradación que de los agregados. Se debe señalar que suelos con los mismos valores de ρ_b , pueden tener respuestas distintas a fuerzas externas.

5.- Fundamentos metodológicos para determinar la densidad del suelo

A) Densidad real (ρ_s)

Básicamente, para determinar la densidad de partículas se utilizan dos metodologías (Smetteem, 2002), la más común es el “método del picnómetro” (Porta, et al, 1999) utilizando líquidos no polares, como por ejemplo el tolueno, o también se puede utilizar agua. Una descripción más detallada del método se da en el capítulo de Materiales y Métodos, ya que en esta tesis se ha utilizado esta metodología.

El otro llamado, “método de inmersión” (Smetteem, 2002), está basado en la medida del volumen de agua, u otro líquido no polar, desplazado por la inmersión de una muestra de suelo seco al aire de masa conocida. Las muestras de suelo seco al aire, comúnmente de 25 g de peso, tienen forma de filamento de 2 mm de diámetro.

Este filamento se fabrica forzando el paso del suelo por un tamiz de 2 mm. La humedad del suelo debe estar en por encima de punto de límite plástico. Luego se secan los filamentos en estufa a 105 °C y se enfría en un desecador. Las muestras así preparadas son colocadas y atadas con un alambre delgado, en un disco para ser pesadas. Luego se sumergen las muestras y el disco que las contiene en el líquido. La densidad de partículas es determinada con la siguiente ecuación:

$$\rho_s = \frac{\rho_l (W_{sd} - W_d)}{[(W_{sd} - W_d) - (W_{sdl} - W_{dl})]} \quad (4)$$

donde:

ρ_l : es la densidad del líquido utilizado.

W_{sd} : es el peso del suelo seco más el disco.

W_d : es el peso del disco.

W_{sdl} : es el peso de la muestra y el disco sumergido.

W_{dl} : es el peso del disco sumergido.

El método de inmersión sacrifica un poco de precisión comparado con el método del picnómetro, pero la facilidad del método y hace que se pueda ser utilizado en muchos laboratorios con pocos recursos económicos.

B) Densidad aparente (ρ_b)

a.- **Método del cilindro:** este es el método empleado más ampliamente, debido básicamente a su facilidad en la toma de las muestras. Normalmente se utiliza un cilindro de paredes delgadas, con un borde biselado hacia fuera, aproximadamente de unos 100 cm³. El método operatorio consiste en tomar la muestra introduciendo el cilindro en el horizonte que se va estudiar (Gráfico 1).

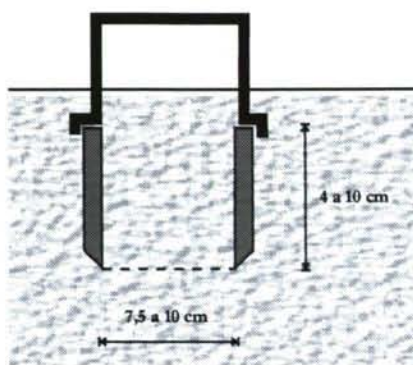


Gráfico 1: Esquema del muestreo para densidad aparente, con el método del cilindro.

b.- **Método de la bolsa de plástico:** por la parte superior del horizonte que se va a estudiar, se hace un agujero lo más regular posible, recuperando el material extraído, que luego se secará y será pesado una vez que esté seco. El volumen se determina colocando una bolsa de plástico que cubra el fondo y las paredes del pozo y luego se rellena con agua midiendo el volumen. Este es un método que puede ser útil en suelos arenosos o con muchas gravas ya que el método del cilindro no es muy factible en esos casos.

c.- **Método de la arena:** Se procede de manera similar que para el método anterior, aunque en este caso se reemplaza el agua por arena previamente calibrada, de la cual se conoce su densidad.

d.- **Método del agregado:** se toma un agregado y se deja secar y se lo pesa. Se lo reviste de parafina o con una resina para impermeabilizar el agregado y así determinar el volumen por inmersión en un líquido. Este método requiere condiciones específicas como por ejemplo la coherencia de los agregados, además es un método que consume mucho tiempo.

e.- **Método de rayos γ :** este método se basa en la atenuación de rayos γ emitidos por una fuente, generalmente ^{137}Cs , y que son detectados por un contador de centelleo,

formado por un cristal yoduro sódico. Tanto el emisor como el detector son colocados en el suelo dentro de unos tubos perfectamente paralelos, y separados a una cierta distancia perfectamente medida (Gráfico 2). La atenuación de los rayos γ , este fenómeno es conocido como *efecto Compton* (Porta *et al*, 1999) depende de la naturaleza del emisor, de la densidad aparente del suelo y de la geometría del sistema. Este método también es utilizado para determinar el contenido gravimétrico de agua. Este método es útil en suelos con arcillas expandibles, cuyo volumen varía con el contenido de agua en el suelo.

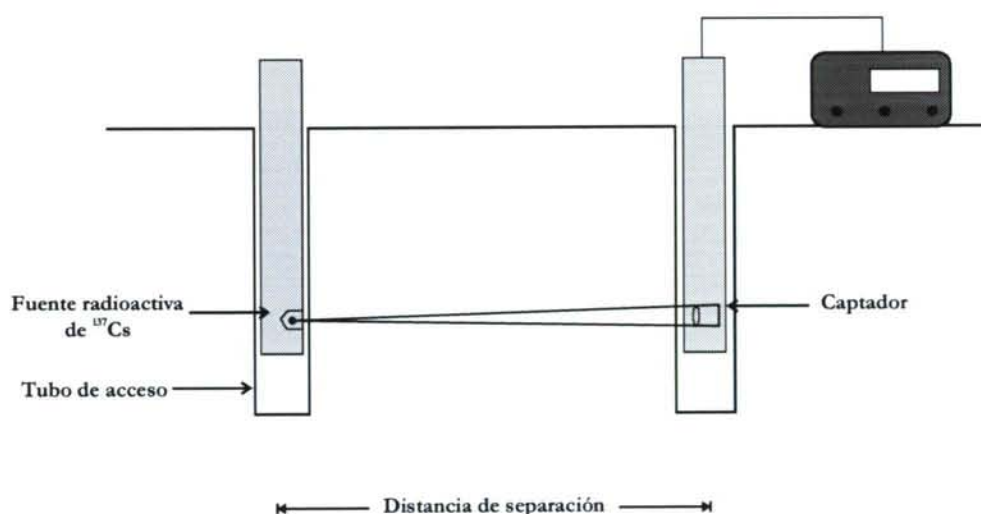


Gráfico 2: Esquema de un aparato de rayos γ , para medir ρ_b y contenido de humedad.

7.- La Densidad aparente como indicador

La densidad aparente puede ser incluida dentro del grupo mínimo de parámetros a medir para evaluar la calidad de un suelo, como indicador de la estructura y la dureza del suelo (Doran, *et al.*, 1994). Cambios en la densidad aparente reflejan cambios en la estructura del suelo, debido a la relación existente entre la densidad aparente y la porosidad total (ε) (Ecuación 4).

$$\varepsilon = 1 - \frac{\rho_b}{\rho_s} \quad (4)$$

Sin embargo la porosidad total no indica la distribución de tamaños de poros y su continuidad, que son características importantes de la estructura y sus funciones asociadas. A pesar de esta condición y con excepción de los suelos con características vérticas, la compactación del suelo a menudo es medida a través de los incrementos de la densidad aparente.

La densidad aparente afecta al crecimiento de las plantas debido al efecto que tienen la dureza y la porosidad del suelo sobre las raíces. Con un incremento de la densidad aparente, la resistencia mecánica tiende a aumentar y la porosidad del suelo tiende a disminuir, con estos cambios limitan el crecimiento de las raíces a valores críticos. Los valores críticos de la densidad aparente para el crecimiento de las raíces, varían según la textura que presenta el suelo y de la especie de que se trate. Por ejemplo, para suelos arenosos una densidad aparente de 1.759 Kg m⁻³ limita el crecimiento de las raíces de girasol, mientras que en suelos arcillosos, ese valor crítico es de 1.460 a 1.630 Kg m⁻³, para la misma especie (Jones, *et al.*, 1983).

CAPÍTULO 4

CAPITULO 4

1.- La fase líquida y el comportamiento físico del suelo

La cantidad y el estado energético del agua en el suelo influyen sobre las propiedades físicas del mismo, más que ningún otro factor, esta es la razón por la que el estudio del agua ocupa una considerable extensión en la “Física de Suelos”.

El agua del suelo forma parte del ciclo hidrológico, el cual puede ser considerado como un conjunto de diferentes compartimentos, siendo el suelo uno de estos compartimentos. El suelo es el principal abastecedor de agua para las plantas, debido a su capacidad para almacenarla e ir suministrándola a medida que es requerida por parte de los vegetales.

El agua que entra en el suelo circula por el espacio de macroporos y pasa a ocupar total o parcialmente los poros capilares, donde puede ser retenida.

Entre las funciones que cumple el agua en el suelo se pueden citar que disuelve y transporta los minerales nutritivos, sales solubles y contaminantes poniéndolas a disposición de las raíces de los vegetales.

El comportamiento físico del suelo está controlado por la cantidad de agua que posee, ésta influye sobre la consistencia, resistencia mecánica a la penetración, capacidad portante, temperatura, etc. Conocer el comportamiento del agua en el suelo es fundamental para su correcta utilización en agricultura y para una adecuada gestión del medio ambiente.

La existencia de diferentes ecosistemas, puede ser explicado en gran medida por las disponibilidades hídricas, la cual resulta determinante tanto la falta de agua, característico en las regiones

áridas, como el exceso, que caracteriza a los humedales, siendo en ambos casos los condicionantes muy distintos, así como la productividad de las dos regiones.

El crecimiento de las plantas requiere agua la fotosíntesis, el mantenimiento del equilibrio térmico y para todo el proceso respiratorio, los cuales suponen una continua pérdida de agua. A las plantas se las puede considerar como un puente entre los altos potenciales hídricos del suelo y los muy bajos potenciales de la atmósfera.

El proceso de absorción de agua y nutrientes, en la mayoría de las plantas, está dado de dos maneras diferentes, la “absorción pasiva”, en donde el agua y los minerales (fundamentalmente el nitrógeno) penetran al vegetal por procesos físicos, tales como el flujo masal, en donde la planta no requiere de energía para este proceso. La otra forma de absorción es llamada “absorción activa”, donde la planta para absorber nutrientes y agua requiere del gasto de energía metabólica, la cual es originada a partir de la oxidación de hidratos de carbono, en proceso conocido como respiración. Por esta razón las raíces de las plantas que utilizan este sistema, toman el agua de la zona no saturada del suelo, ya que para la absorción activa se requiere un adecuado suministro de oxígeno. Cabe aclarar que, salvo el cultivo del arroz bajo inundación, el resto de las plantas cultivadas utilizan el sistema de absorción que se acaba de describir. Por lo tanto es muy importante conocer el comportamiento del agua en el suelo y su relación con el contenido de aire del suelo o la también llamada atmósfera del suelo.

El agua y el aire ocupan el espacio poroso del suelo. Si un suelo está en saturación, todos los poros del suelo contienen agua. Al disminuir el contenido de agua primero se vacían los poros más grandes, siendo retenida por los poros pequeños. El agua también esta presente en la red cristalina, pero esta se encuentra tan fuertemente ligada que se requieren temperaturas muy altas para

eliminarla. La mayor parte de esta agua forma parte de los cristales y no es considerada como agua del suelo.

El contenido de agua de los suelos es una variable hidrológica básica. Esta es usada en aplicaciones que van desde el manejo de la irrigación hasta la predicción de la producción de alimentos. El contenido de agua del suelo también tiene una importancia creciente en la predicción y modelaje del clima, y estas disciplinas tienen una relación muy importante con el ciclo hidrológico a gran escala (Jackson, 2002).

A pesar de la importancia que tiene el contenido de agua en el suelo sobre las actividades humanas y la producción de alimentos, esta no ha sido estudiada tan detalladamente como otras variables por ejemplo las precipitaciones y la temperatura. Una de las razones podría ser la inadecuada instrumentación utilizada para medir, así como también que es una variable de estado que se ve muy afectada por las numerosas escalas de variación (Unger, 2002).

Un problema con ambos, caracterización y muestreo del contenido de agua en el suelo, es que este muestra una variabilidad que está relacionada con las características físicas y variables que varían desde escalas a nivel de poros del suelo hasta el nivel de continentes. Hawley, et al. (1982) y Vinnikov, et al. (1999) realizan un detallado análisis de estas fuentes y escalas de variación. Pero cabe mencionar que propiedades tales como la textura del suelo, la vegetación y la topografía son un importante factor de variación a nivel de parcela, tomando este "nivel de parcela" como el nivel más bajo, el siguiente nivel estaría relacionado a la precipitaciones y en menor grado la evapotranspiración, y por último a gran escala la climatología tiene una gran influencia sobre el contenido de agua en el suelo de grandes regiones, causando los diferentes ecosistemas que están relacionados con la distribución del agua (desiertos, sabanas, praderas, selvas, etc.).

2.- El suelo, como reserva de agua para las plantas

Un adecuado aprovisionamiento de agua es fundamental para un óptimo crecimiento y desarrollo de los cultivos. En los cultivos que se realizan en tierra, a diferencia de los que se utilizan sustancias nutritivas (hidroponía), el agua es acumulada en el suelo entre lluvias sucesivas o riegos. En regiones húmedas, como es Galicia, las precipitaciones son adecuadas para los cultivos, pero se convierten cada vez más limitante y errática cuando nos trasladamos a regiones subhúmedas, semiáridas y regiones áridas. Períodos sin una precipitación efectiva (benéfica para los cultivos) frecuentemente ocurren durante la estación de crecimiento de muchos cultivos en regiones más secas. Las relaciones entre precipitación y el potencial de evapotranspiración para región, propuestas por la FAO (1977) son:

- ✓ mayor que 0,75 a 0,50 para regiones húmedas.
- ✓ menos de 0,75 a 0,20 para regiones subhúmedas.
- ✓ menos que 0,50 para regiones semiáridas.
- ✓ menos que 0,20 para regiones áridas.

En las regiones húmedas, las plantas raramente experimentan deficiencia hídrica debido a que el suministro de agua por parte de las precipitaciones es suficiente. Sin embargo, 7 - 10 días seguidos sin lluvias, pueden causar severas deficiencias hídricas a las plantas que se encuentran sobre suelos con una baja capacidad de almacenamiento de agua. Mayores sequías causan severos daños a pesar de la capacidad de retención que pueda tener el suelo. Por esta razón la conservación del agua del suelo en las regiones húmedas, especialmente cuando la irrigación no es una práctica común.

En las regiones subhúmedas, las precipitaciones proveen la mayor parte del agua para los cultivos, el resto es completado con el agua de riego. En las regiones semiáridas cuando las lluvias son más limitantes, los cultivos frecuentemente, son irrigados, cuando existe agua disponible. Normalmente, en las regiones áridas las precipitaciones son limitantes (poca o no beneficiosa para los cultivos) y la irrigación es la fuente principal de agua. La acumulación de agua en el perfil del suelo, es fundamental para la producción continua de cultivos en todas condiciones climáticas. El agua deriva de las precipitaciones o del riego, excepto que se realicen pequeños aportes de agua diarios. La conservación del agua es importante en condiciones de cultivos irrigados debido al incremento de la competencia por el agua entre las actividades agrícolas, urbanísticas, industriales y recreacionales (Unger and Howell, 1999) especialmente cuando el abastecimiento del agua es limitado o se ha terminado.

3.- Conservación del agua en el suelo

La conservación del agua del suelo esta influenciada por la infiltración, por la evaporación desde el suelo, el uso por parte de las malezas y por el drenaje profundo. Para mejorar la conservación del agua del suelo hay que incrementar la infiltración y disminuir la evaporación y pérdidas por drenaje profundo.

a.- La infiltración

El proceso de infiltración está definido como la entrada del agua al suelo a través de la superficie del mismo. Por lo tanto en este proceso se define que cantidad de agua, de precipitaciones o riego (precipitación efectiva), entra al perfil y que cantidad se pierde por escorrentía superficial.

La infiltración efectiva depende de las condiciones edáficas, que deben ser las adecuadas para que se produzca el flujo de agua hacia el interior del suelo y del tiempo de escorrentía, que debe ser lo suficientemente lento para dar un adecuado tiempo a la infiltración. Por lo tanto cualquier práctica agrícola que contribuya a disminuir la velocidad de agua sobre la superficie contribuirá a aumentar la tasa de infiltración. La escorrentía es eliminada cuando la tasa de infiltración es igual o excede la tasa de precipitaciones o de riego.

Entre las condiciones que favorecen la infiltración se incluyen:

- ✓ la presencia de una cubierta sobre la superficie que intercepta y disipa la energía de las gotas de lluvias, reduciendo de esta manera la dispersión de los agregados del suelo. Las partículas que resultan de esta dispersión favorecen el desarrollo de una costra superficial promoviendo de esta manera la escorrentía.
- ✓ la rugosidad de la superficie del suelo que temporalmente retiene el agua y retarda la escorrentía.
- ✓ un perfil de suelo libre de horizontes que impidan el flujo de agua.
- ✓ y un bajo contenido de agua anterior a la lluvia.

Una vez que la capacidad de almacenamiento de agua del suelo ha sido llenada, no puede ocurrir una acumulación de agua adicional. La capacidad de almacenamiento de un suelo depende de su textura (contenido en arena, limo y arcilla), del porcentaje de materia orgánica, profundidad del perfil y de las características de los horizontes. La infiltración en un suelo que ha sido superada su capacidad de almacenaje es baja si la precolación profunda es disminuida por la presencia de capa impermeable. Cuando el suelo

se satura, aumenta la escorrentía y algunos cultivos pueden ser dañados.

El aumento de los residuos de plantas o cultivos (rastrajo) retenidos sobre el suelo a través del uso de sistemas de labranzas conservacionistas, como por ejemplo la labranza mínima o la cero labranza, pueden proveer una buena cobertura a la superficie del suelo. El uso de coberturas sobre la superficie, a parte de, reducir el efecto de la gota de lluvia también retrasa la escorrentía sobre la superficie, con lo cual provee más tiempo para la infiltración.

Otras medidas para reducir la escorrentía incluye el laboreo para destruir la costra superficial causada por lluvias previas, creando micro depresiones para una acumulación temporaria sobre la superficie (rugosidad superficial, labranza en contorno, etc.), reduce la tasa de escorrentía desde la superficie (laboreo por surcos), y destruye capas restrictivas en el perfil del suelo (labranza profunda o con cincel).

La infiltración también puede ser incrementada utilizando productos químicos sintéticos que incrementan la estabilidad estructural de la superficie del suelo, como por ejemplo polímero aniónicos que se incorporan con el agua de riego (Lentz, *et al.*, 1992).

b.- Evaporación

Para estudiar la pérdida de agua del suelo por evaporación, se la podría separar en tres etapas, durante la primera etapa, la evaporación se produce muy rápidamente, la cual depende de efectos inter-relacionados entre las condiciones ambientales (velocidad del viento, temperatura, humedad relativa y energía radiante) y el flujo de agua a la superficie. Las pérdidas decrecen rápidamente durante la segunda etapa de la evaporación, cuando el suministro de agua del suelo disminuye y la tasa de evaporación

depende fundamentalmente de las condiciones edáficas que controlan el flujo de agua a la superficie (capilaridad, textura, potencial agua, etc). En la tercera etapa, la evaporación es baja y esta controlada principalmente por las fuerzas de adsorción de la interfase sólido - líquido. El movimiento de agua a la superficie en esta etapa es en fase de vapor. La disminución del potencial por evaporación es mayor en la primera etapa. Las prácticas agronómicas que hacen disminuir la evaporación incluyen la disminución de la transferencia turbulenta de vapor de agua del suelo hacia la atmósfera, la reducción de la continuidad capilar o el flujo de agua hacia la superficie, y la disminución de la capacidad de almacenamiento de la capa superficial del suelo. Una de las formas más fáciles de disminuir la transferencia de vapor de agua del suelo a la atmósfera es a través de la utilización de una capa aislante entre el suelo y la atmósfera, llamada "Mulching". Este mulching puede ser de vegetales muertos, residuos de cosecha, o la aplicación de algún material sintético, como por ejemplo una película de plástico. El material utilizado normalmente en agricultura extensiva es el "rastroyo" o residuos de cosecha, el cual se relaciona con el tipo de labranzas utilizadas, si es de conservación o no, para que una labranza sea considerada conservacionista el suelo al momento de la siembra debe poseer en su superficie más del 60 % de cobertura por rastroyos, que pueden ser restos de la cosecha anterior o restos de las malezas muertas que han crecido durante el período de barbecho. En la agricultura intensiva, bajo invernaderos, lo más normal es que se utilicen films plásticos que cubren el liño donde se encuentra la planta y en la zona entre las líneas de plantas, el entre liño, se usa restos de vegetales, los cuales deben ser traídos de otros lugares, entre los materiales que más se utilizan están los residuos de la industria forestal, tales como aserrín, viruta de madera, corteza de árboles trituradas y hojas molidas. La características de estos restos vegetales usados como mulching es que deben ser los más inertes

posibles a la acción de los patógenos, por lo tanto no se deberían utilizar como residuos, las mismas plantas usadas dentro del invernadero o con características similares, como pueden ser plantas relacionadas botánicamente, como es el caso de especies de la misma familia botánica.

Otra forma de disminuir la evaporación es cortando la continuidad capilar a través de una labranza superficial. En prácticas no conservacionistas, el implemento que puede ser utilizado para esta labor, es una "rastra" o "grada" de discos y de esta manera cortar el flujo de agua del interior del perfil edáfico hacia la superficie. Este tipo de práctica es también llamada "mulching mineral", haciendo referencia a la capa mineral del suelo. Este tipo de laboreos también puede ser utilizado tanto en labranzas conservacionistas, y en la cual se deben utilizar implementos que permitan un movimiento del suelo sin invertir el pan de tierra o mezclar diferentes capas del suelo. Entre los implementos utilizados se pueden mencionar al "arado pie de pato", el trabajo de esta herramienta se realiza en forma subsuperficial cortando las raíces de las plantas removiendo la capa superficial del suelo sin mezclar los restos vegetales con el suelo y de esa manera forma una doble capa primero de vegetales secos y luego una capa de suelo sin continuidad capilar. Esta práctica también favorece a la infiltración.

c.- Reducir el uso de agua por parte de las malezas

Para la utilización efectiva del agua del suelo por parte de los cultivos se deben controlar dentro de las parcelas las plantas no deseadas, o también llamadas "malezas". Las malezas presentes durante la estación de crecimiento, además de producir la pérdida de agua por transpiración, compiten con el cultivo por espacio, luz y nutrientes. El control efectivo de las malezas es importante

especialmente en zonas con cultivos de secano (no irrigadas) (Unger, 2002) y para un uso eficiente del agua en las zonas de regadío. Las malezas pueden ser controladas con labores culturales que incluyen desde labranzas hasta la utilización de productos herbicidas.

d.- Reducir el drenaje profundo

El drenaje profundo ocurre cuando la infiltración del agua de lluvia o de riego excede la capacidad de almacenamiento de agua del suelo. Tal drenaje reduce la cantidad de agua que el cultivo puede utilizar porque la profundidad del agua sobrepasa la profundidad de exploración de las raíces de los cultivos. El agua puede también movilizar nutrientes más allá de la profundidad de raíces, lo cual puede producir, por un lado, un uso ineficiente de los nutrientes aplicados al suelo y por consiguiente, producir una contaminación de las napas de agua subsuperficiales.

Para reducir las pérdidas por drenaje profundo, la etapa de crecimiento del cultivo debe coincidir exactamente con la estación en que el potencial por exceso de agua en el suelo es mayor. También se puede reducir las pérdidas por drenaje profundo, estimulando la exploración de las raíces, con una labranza profunda, y utilizando cultivos que posean una gran capacidad de exploración de raíces, tales como el maíz cuyas raíces pueden llegar hasta el metro y medio o incluso sobrepasar los 10 metros como es el caso de la alfalfa. También se puede aplicar enmiendas orgánicas y de esta manera aumentar la capacidad de almacenamiento de agua del suelo.

Las precipitaciones no pueden ser controladas, pero el riego puede ser aplicado en las cantidades necesarias para reducir las pérdidas por drenaje.

Otra práctica, menos común es por ejemplo el introducir, a una determinada profundidad, una capa impermeable la cual reduzca o directamente impida el drenaje y por lo tanto retiene el agua hasta esa profundidad (Unger, 2002).

Al estudiar el agua del suelo es importante conocer aspectos relacionados que van desde como hace el agua para llegar al suelo, a los procesos de transferencia en el continuum “suelo – planta – atmósfera”. Entre estas consideraciones, uno de los aspectos más relevantes, es el contenido del agua en el suelo. El cual hace referencia a la cantidad de agua, expresado como volumen o como masa, que se encuentra en el suelo en un determinado momento.

4.- Formas de expresar el contenido hídrico del suelo

La medida del contenido de agua del suelo y de la zona insaturada es fundamental para muchas investigaciones en agricultura, horticultura, dasonomía, ecología, hidrología, ingeniería civil, manejo de los desechos y otros campos medioambientales (Gardner, *et al.*, 2001). Mientras otros factores relacionados con el agua del suelo son importantes, probablemente el componente más utilizado de la información acerca del agua del suelo es conocer *¿cuánto hay presente?*, en un perfil completo o en un volumen bien definido.

El rango de aplicación es muy diverso, mientras que algunos objetivos de estudios solo requieren la determinación del agua de suelo total en un perfil, otros demandan mediciones repetidas distribuidas espacialmente a través del tiempo. La escala de tiempo puede variar desde algunos minutos hasta meses o estaciones.

Las medidas pueden ser realizadas en laboratorios sobre muestras disturbadas o no, en lisímetros o macetas con plantas, o

como parte de experimentos a campo de pequeñas o grandes cuencas de estudio. En algunos trabajos de investigaciones las estimaciones del contenido de agua se realizan como complemento de otras determinaciones

Para la mayoría de los fines prácticos, se puede entender por agua del suelo la que puede ser extraída por desecación hasta peso constante en estufa a 110 °C.

A partir de estas consideraciones, y teniendo en cuenta el esquema del Gráfico 1, del Capítulo 3, se pueden establecer una serie de relaciones:

- ✓ Contenido másico de agua:

$$w = \frac{M_w}{M_s} \quad (1)$$

donde:

M_w = masa de agua (kg)

M_s = masa de suelo seco (kg)

- ✓ Contenido volumétrico de agua:

$$\theta = \frac{V_w}{V_t} \quad (2)$$

donde:

V_w = volumen de agua (m³)

V_t = volumen total de suelo (m³)

Ambos contenidos están relacionados:

$$\theta = w \frac{\rho_b}{\rho_w} \quad (3)$$

donde:

ρ_b = densidad aparente del suelo seco (Mg m⁻³)

ρ_w = densidad del agua (1,00 Mg m⁻³)

El uso del contenido volumétrico de agua θ , presenta ventajas frente al contenido másico de agua w , al estar relacionado directamente con la porosidad total del suelo y a las situaciones reales, tanto en el campo como el laboratorio.

También se pueden ambas expresiones, w y θ , y obtener el “Índice de saturación” o “Saturación relativas” (θ_s), a través de la siguiente relación:

$$\theta_s = \frac{V_w}{V_v} \quad (4)$$

donde: V_v es el volumen de poros y otros huecos (m³)

En los suelos minerales, el contenido másico de agua puede variar entre 5 y 40 %, mientras que en suelos orgánico esta cantidad puede sobrepasar el 100% (Porta *et al.*, 1999). Ambos casos presentan una variabilidad espacio - temporal muy marcada.

Una de las formas de representar el contenido de agua en un suelo es a través de los llamados “perfiles hídricos”, en donde el eje X, representa el contenido de agua y en el eje Y, negativo se representa la profundidad a donde fue determinado ese contenido de humedad.

5.- Fundamentos metodológicos para determinar el agua del suelo

En la mayor parte de las investigaciones agronómicas, ecológicas e hidrológicas que apuntan al entendimiento de las relaciones biológicas, químicas y mecánicas del suelo, es necesario conocer el contenido de agua que se encuentra en el suelo (Hillel, 1998). Existen básicamente dos tipos de determinaciones del contenido de agua en el suelo:

a.- Método Gravimétrico: La masa de agua del suelo se establece por pérdida de peso tras mantener la muestra a 105 °C, hasta peso constante. La humedad gravimétrica, se determina a partir de la siguiente relación:

$$W = \frac{PH - PS}{PS - T} \times 100 \quad (5)$$

donde:

W: es el porcentaje de humedad del suelo.

PH: es el peso húmedo, muestra recién traída del campo.

PS: es el peso seco, muestra luego de 24 horas a 105 °C.

T: es el peso del recipiente o tara.

Este método, el cual conlleva muestreo, transporte y varias repeticiones de pesadas de la muestra, acarrea errores prácticamente inevitables. Además es un método laborioso, el cual consume mucho tiempo, ya que las muestras deben ser transportadas desde el campo al laboratorio y se debe considerar las 24 horas de espera del secado de la muestra en la estufa. Por otro lado, algunos compuestos orgánicos pueden oxidarse y descomponerse a esa temperatura, lo cual también produce una pérdida de peso, la cual no puede ser diferenciada de la evaporación del agua.

Los errores producidos por el método gravimétrico pueden ser reducidos aumentando el tamaño y el número de muestras. Sin embargo, la extracción de la muestra del campo es una acción destructiva, que puede perturbar una observación o una parcela experimental, lo suficiente como para distorsionar los resultados, sobre todo si se tratan de parcelas de pequeñas dimensiones. Por esta razón muchos investigadores prefieren los métodos indirectos, que, una vez instalados y calibrados, permiten repeticiones o

medidas continuas de la humedad del suelo en un mismo punto en mucho menos tiempo, labor y destrucción del suelo.

Como ventaja “relativa” del método gravimétrico en relación a los métodos indirectos, se puede mencionar el bajo costo económico que representa con respecto al material e instrumentos que son necesarios para realizar las medidas.

b.- Métodos indirectos: la humedad volumétrica, (θ), puede ser medida a partir del contenido másico de agua (w) y del valor de la densidad aparente (ρ_b), o bien a través de método indirectos, no destructivos, los cuales requieren una calibración previa. Entre los métodos más utilizados se pueden mencionar:

- ✓ Atenuación de neutrones.
- ✓ Resistencia eléctrica.
- ✓ Reflectometría de dominios magnéticos de tiempo (TDR).
- ✓ Atenuación de rayos γ .

b.1- Atenuación de neutrones

Los primeros desarrollos de esta metodología de medida corresponden a la década de 1950, a partir de esa época ha ido ganando una aceptación general como una técnica eficiente y segura para el monitoreo de la humedad del suelo (Hillel, 1998). Sus principales ventajas sobre el método gravimétrico son menos laboriosidad y medidas más rápidas, es un método no destructivo (luego de la instalación inicial) y además permite mediciones periódicas y repetitivas a varias profundidades de la humedad volumétrica de un volumen representativo de suelo. El método es prácticamente independiente de la presión y la temperatura. Sus principales desventajas son, el alto costo inicial del instrumento, bajo grado de resolución espacial, dificultad para medir la

humedad de los horizontes superficiales y el elevado riesgo asociado con la exposición a las radiaciones gamma y de neutrones, además requiere centros especializados para mantenimiento y personal capacitado para el manejo de materiales radiactivos. También se debe mencionar que el Ra es un elemento considerado altamente tóxico (Clase I), con lo cual se deben seguir en forma estricta las normas de seguridad indicadas por el fabricante de acuerdo con la normativa legal de cada país.

El instrumento, conocido como “zonda de neutrones”, consiste, por un lado en una fuente de neutrones rápidos que es solidaria a un detector de neutrones lentos, y por otro un registro o contador, que normalmente es portátil para medir el flujo de neutrones lentos que son dispersados y atenuados en el suelo (Figura 1).

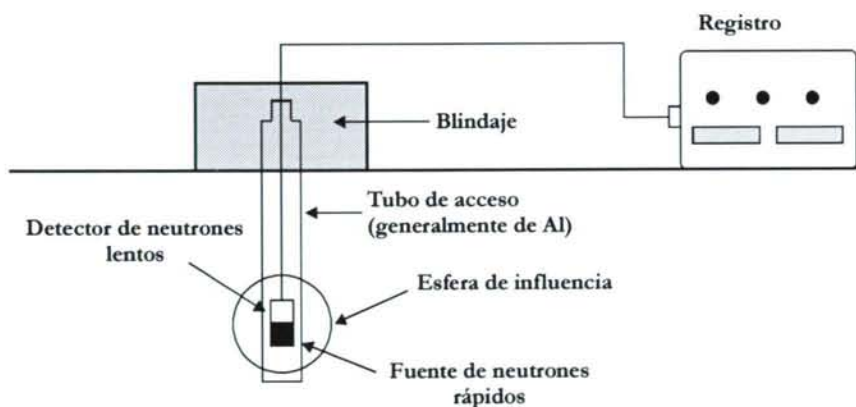


Figura 1: Esquema de los componentes de una “zonda de neutrones” para determinar la humedad volumétrica del suelo (Hillel, 1998).

Las determinaciones se basan, en que los neutrones de alta energía (neutrones rápidos), los cuales poseen una energía comprendida entre 1 y 15 MeV, preponderantemente entre 2 y 4 MeV y una velocidad promedio alrededor de 1600 km seg^{-1} , son emitidos radialmente, estos chocan elásticamente con los núcleos atómicos de los átomos circundantes. En la colisión con los núcleos

de masas semejantes, tales como los de hidrógeno, parte de la energía se transfiere. Los neutrones se termalizan, convirtiéndose en neutrones lentos, con una energía de 0,03 eV y una velocidad de 2,7 km seg⁻¹. Los neutrones lentos se desplazan en direcciones al azar, pero forman una nube de densidad constante en el equilibrio alrededor del tubo de acceso. El tubo de acceso, normalmente es de aluminio, ya que este material es transparente a las radiaciones emitidas. Al detector vuelve un porcentaje de los neutrones lentos, proporcional a la concentración de átomos de hidrógeno, los cuales están en relación lineal con el contenido de agua en el suelo. El detector absorbe dichos neutrones y genera un impulso eléctrico que reconoce el contador o registro.

La fuente de neutrones rápidos es obtenida normalmente mediante la combinación de emisores radiactivos de partículas alfa con berilio (Be). La combinación más usada es la de radio - berilio (Ra - Be) (Gardner *et al.*, 2001). Una fuente de Ra - Be emite alrededor de 16.000 neutrones por segundo por miligramo (o milicurie) de radio. Los materiales de las fuentes son elegidos por su larga longevidad, por ejemplo la fuente de Ra - Be, posee una vida media de 1.620 años (Hillel, 1998), por lo tanto que estas fuentes pueden ser usadas por varios años sin un apreciable cambio en el flujo de radiación.

El detector de neutrones lentos contiene un gas, que normalmente es BF₃. Cuando los neutrones termalizados encuentran un núcleo de ¹⁰B y es absorbido, se emite una partícula alfa, creando un pulso eléctrico. El número de pulsos sobre un intervalo de tiempo determinado, es registrado por el contador o registro.

El volumen de suelo en que el contenido de agua es medido depende de la energía de los neutrones emitidos, así como de la concentración de protones. Si el suelo está relativamente seco, la nube de neutrones lentos alrededor del tubo de acceso será menos

densa y más extendida de la fuente, y a la inversa para un suelo húmedo. Para una fuente de uso común como puede ser la Ra - Be, la nube de neutrones lentos o también llamada “esfera de influencia” (Figura 1) o volumen efectivo de medida, varía con un radio menor a 0,10 m en suelos húmedos a 0,25 m o más en suelos secos (Hillel, 1998).

Una cuestión a tener en cuenta, es que se debe calibrar la sonda para cada tipo de suelo que se va a estudiar, teniendo como referencia algún otro método, que generalmente puede ser el “Método gravimétrico”. La ecuación de calibrado servirá para las medidas sucesivas a lo largo del tiempo que se realizarán en la misma parcela.

b.2- Resistencia eléctrica

La resistencia eléctrica de una masa de suelo depende no solamente del contenido hídrico, sino que también de los componentes del mismo, como la textura y la concentración de sales solubles. Por otro lado, la resistencia eléctrica de un cuerpo poroso enterrado en el suelo y previo al punto de equilibrio con la humedad del suelo, algunas veces puede ser calibrado con un suelo húmedo. Algunas unidades, llamadas “bloques de resistencia eléctrica” o “bloques porosos”, constan de un par de electrodos embutidos en un material poroso. El material poroso puede ser yeso, nylon o fibra de vidrio (Figura 2). Los electrodos que están incrustados dentro del bloque pueden ser de diferentes formas, circulares, malla o alambres, dispuestos en forma paralela o concéntrica.

Los bloques porosos enterrados en el suelo tienden más a equilibrarse con succión (tensión) matricial del agua del suelo que con el contenido de agua propiamente dicho. Distintos suelos pueden tener grandes diferencias en la relación entre la humedad

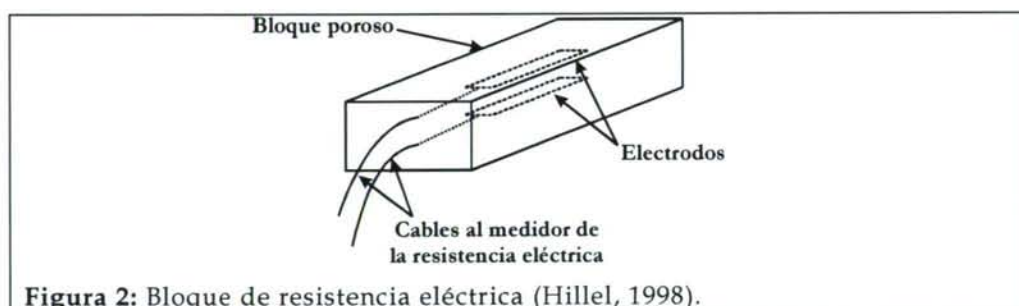
del suelo y la fuerza de succión, por ejemplo un suelo arenoso puede retener menos que 5 % de humedad a 15 bares de succión, mientras que un suelo arcilloso puede llegar a retener tres veces más a la misma succión. Por lo tanto es preferible la calibración de los bloques porosos teniendo en cuenta el potencial hídrico en vez de la humedad del suelo, particularmente cuando se utilizan para este fin muestras alteradas, las cuales difieren en estructura con el suelo *in situ*.

El punto de equilibrio de los bloques porosos con la humedad del suelo también se ve afectado por el fenómeno de la histéresis (Hillel, 1998). Además, las propiedades hidráulicas de los bloques porosos o un contacto inadecuados del suelo con los mismos puede impedir lograr un rápido equilibrio y causar un retraso entre el estado del agua en el suelo y el estado del agua medido en el bloque poroso. Este efecto, así como la sensibilidad del bloque poroso, puede no ser constante en todo el rango de variación de la humedad del suelo. Los bloques de yeso son generalmente mejores en el rango de bajos contenidos hídricos, mientras que los bloques porosos de nylon lo son en los rangos de altos contenidos hídricos, ya que estos últimos poseen poros de mayor tamaño.

La conductividad eléctrica de un bloque poroso hecho de un material inerte es debida principalmente a la permeabilidad al fluido antes que a su matriz sólida. De esta manera ello depende sobre los electrolitos solubles presentes en el fluido así como también sobre el volumen contenido de fluido. Los bloques hechos con materiales, tales como la fibra de vidrio por ejemplo, son altamente sensibles a pequeñas variaciones en la salinidad de la solución del suelo. Por otro lado, los bloques de yeso mantienen más o menos constante la concentración de los electrolitos debido principalmente a que la solución está saturada con sulfato de calcio. Esto tiende a dar efecto buffer con pequeñas o medias variaciones del punto de equilibrio de la solución del suelo, como

puede ser una aplicación de fertilizantes o bajos niveles de salinidad. Sin embargo, una desventaja de la solubilidad del yeso, es que este se deteriora en el suelo. Por lo tanto la relación entre la resistencia eléctrica y la humedad del suelo, no solo varía de bloque a bloque sino que también en el mismo bloque a través del tiempo, ya que la disolución gradual del yeso cambia la porosidad interna.

Por esta y por otras razones, como por ejemplo la sensibilidad térmica, la evaluación de la humedad del suelo por medio de bloques de resistencia eléctrica, es probablemente de una limitada precisión. Por otro lado, una ventaja de dichos bloques, es que pueden ser conectados a una adquisición de datos y obtener datos continuos de humedad del suelo y sus cambios *in situ*.



b.3- Reflectometría de dominios magnéticos de tiempo (TDR)

El método TDR ("Time Domain Reflectometry") consiste básicamente en medir la velocidad de transmisión de una onda en una línea de transmisión. La señal TDR se mide a la salida de un generador de impulsión y representa la suma de las tensiones incidentes y reflejadas. La amplitud de esta señal es dependiente del tiempo ya que a cada instante la onda encuentra diferentes discontinuidades de impedancia durante la propagación en el medio, una fracción de la energía es reflejada hacia el generador. Los generadores más comúnmente utilizados tienen tiempo de

subida del orden de los 200 ps (2 10⁻¹⁰ segundos), lo que corresponde a una frecuencia de 10 GHz. Cuando la onda encuentra una discontinuidad a una distancia L se puede establecer después de un tiempo Δt que:

$$\Delta t = \frac{L}{V} \quad (6)$$

siendo V la velocidad de la onda. La velocidad de la onda es función de la velocidad de la luz c (3 10⁸m/s) y de la permitividad eléctrica relativa K del material dieléctrico por el que circula la onda.

$$V = \frac{c}{\sqrt{K}} \quad (7)$$

Comúnmente, K se denomina “constante dieléctrica” aunque esta denominación no es del todo correcta ya que K varía en función de la frecuencia, de la temperatura, de la humedad, etc. Combinando las ecuaciones (1) y (2) se obtiene la ecuación básica TDR :

$$\Delta t = \frac{L}{c} \sqrt{K} \Rightarrow K = \left(\frac{c \Delta t}{L} \right)^2 \quad (8)$$

Esta ecuación (3) permite evaluar K a partir del análisis de una señal TDR. En este sentido, para un “Material”, desde el punto de vista TDR, se puede considerar que se trata de un método de medida de la permitividad eléctrica de los materiales dieléctricos.

TDR en física del suelo

En física de suelos, el uso del método TDR para medir el contenido de agua del suelo remonta a los años 70, gracias a un gran número de trabajos realizados sobretudo en Canadá (Hoekstra y Delaney, 1974; Davis y Annan, 1977; Topp *et al.*, 1980, 1982a, 1982b, 1983, 1984, Topp y Davis, 1981, 1985). En la práctica, esta

medida puede realizarse en el suelo gracias al fuerte contraste entre la permitividad del agua ($K_e \approx 80$) y la de los minerales que constituyen comúnmente la matriz de los suelos: $4 \leq K \leq 10$ (las tablas pueden consultarse en Touloukian, 1980; 1995; Schön, 1996).

La permitividad de un suelo es fuertemente sensible al contenido en agua del suelo. A partir de esta relación Topp *et al.* propusieron en 1980 una relación empírica que permite calcular el contenido de agua del suelo en función de la medida de la permitividad K con un sistema TDR :

$$\theta = -5,3 \cdot 10^{-2} + 2,92 \cdot 10^{-2} K + 5,5 \cdot 10^{-4} K^2 + 4,3 \cdot 10^{-6} K^3 \quad (9)$$

Teóricamente, esta relación polinómica es utilizable para suelos del mismo tipo y con las mismas densidades que los suelos utilizados por Topp *et al.* (1980) para realizarla. En general esta relación da buenos resultados en cualquier tipo de suelo. No obstante, se recomienda que los datos obtenidos con esta relación se validen con medidas de tipo gravimétrico. En el caso de que no exista concordancia entre los dos tipos de medida sería necesario establecer una nueva relación $\theta(K)$ propia al suelo estudiado.

Tipos de sonda utilizadas para la medida TDR de la humedad del suelo

Para realizar una medida TDR en un suelo es necesario el uso de una sonda por la que se transmite la onda. Los tipos de sondas más utilizadas son (Foto 1):

1.- “Sondas de dos varillas” son las más utilizadas en experiencias de campo y pueden instalarse fácilmente en diferentes niveles. Un tipo particular de sonda de dos varillas es la sonda tipo tubo desarrollado por Imko (TRIME System) que permite realizar una medida a partir de un tubo de acceso en fibra de vidrio.

2.- “Sondas de tres varillas”, similares a las sondas de dos varillas pero con la ventaja de investigar un volumen de suelo mayor.

3.- “Sondas coaxiales”, utilizadas en experiencias de laboratorio para realizar la calibración. En este tipo de sonda se mide el contenido en agua de un volumen de suelo conocido.

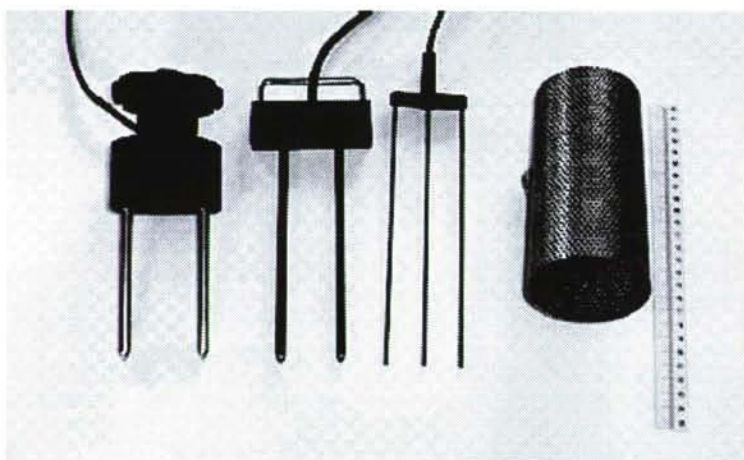


Foto 1: Sondas TDR. De izquierda a derecha : sonda de dos varillas de Soil Moisture Eqt. Corp., sonda de dos varillas TRIME de Imko, sonda de tres varillas tipo “Buriable” de Soil Moisture y sonda de tipo coaxial (LTHE).

En la Figura 3 se presenta la distribución adimensional del campo eléctrico y la zona sobre la que se realiza la medida (proyección en un plano perpendicular a las varillas). Para una geometría definida por el diámetro de las varillas (d) y la distancia entre las varillas (D), una sonda TDR se caracteriza por una impedancia Z_{sa} del aire característica definida por:

$$Z_{sa} = \frac{1}{\pi} \sqrt{\frac{\mu_0}{\epsilon_0}} \cos h^{-1} \sqrt{\frac{D}{d}} = 120 \cos h^{-1} \sqrt{\frac{D}{d}} \quad (10)$$

siendo

D = la distancia entre las varillas.

d = el diámetro de las varillas.

μ_0 = la permeabilidad del vacío ($4\pi \cdot 10^{-7}$ H/m).

ε_0 = la permitividad del vacío ($1/36\pi \cdot 10^{-9}$ F/m).

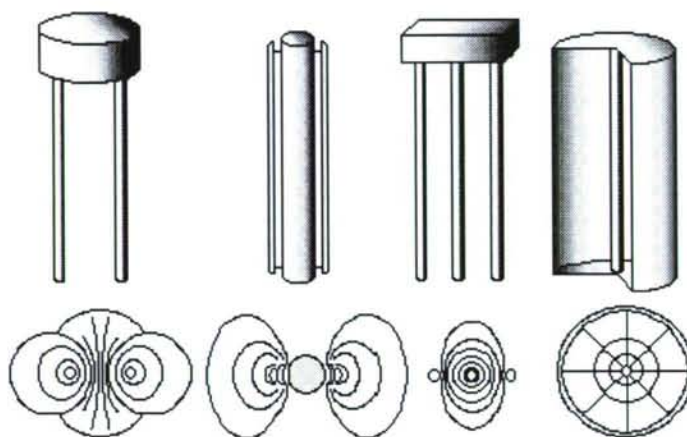


Figura 3: Proyección del volumen explorado por diferentes tipos de sondas TDR. De derecha a izquierda: sonda de dos varillas Imko, Sonda tipo tubo de Imko, sonda de tres varillas y sonda coaxial. Según Laurent (1998), adaptado de Zegelin y White (1989) y Whalley (1993).

La impedancia característica de la sonda TDR tiene una gran influencia en la forma de la señal TDR. Si tenemos en cuenta que el voltaje medido representa la suma de las ondas emitidas y reflejadas V^+ y V^- . La señal TDR, representa el coeficiente de reflexión ρ definido por:

$$\rho = \frac{|V^-|}{|V^+|} \quad (11)$$

Donde ρ , determina las discontinuidades existentes a lo largo de la línea. El cambio de una zona de impedancia Z_1 a otra zona de impedancia Z_2 corresponde a un coeficiente de reflexión ρ_{12} :

$$\rho_{12} = \frac{Z_2 - Z_1}{Z_2 + Z_1} \quad (12)$$

Los dos casos extremos de discontinuidad son:

1 Corto circuito ($Z_2 = 0$): $\rho = -1$.

2 Circuito abierto ($Z_2 \rightarrow \infty$): $\rho = 1$.

b.4- Atenuación de rayos γ

Una descripción del método esta en el Capítulo 3, en la sección de los métodos para determinar la densidad aparente. La atenuación de los rayos γ , fenómeno conocido como *efecto Compton* (Porta *et al*, 1999) depende de la naturaleza del emisor, de la densidad aparente del suelo y de la geometría del sistema, lo que entre dos medidas consecutivas en el tiempo, todos los elementos que pueden absorber rayos γ permanecen constantes en el sistema, por lo que cualquier variación en la absorción de los rayos γ depende de los cambios en el contenido de agua. La ecuación 5 nos da la relación que existe entre las radiaciones γ y el contenido de agua (θ):

$$N_w = N_0 \exp(-\theta \mu_w x) \quad (13)$$

donde:

N_w : número de conteos de la radiación γ por unidad de tiempo.

N_0 : número de conteos con el suelo seco.

μ_w : coeficiente de atenuación de rayos γ por el agua.

x : espesor de suelo atravesado.

CAPÍTULO 5

CAPITULO 5

1.- El sistema poroso y su distribución

El arreglo relativo de las unidades del suelo (partículas elementales y agregados) define el espacio poroso del suelo. La importancia de este espacio poroso radica en que los procesos biológicos, físicos y químicos tienen lugar dentro o muy cerca de los huecos que el suelo posee. Esto pudo ser comprobado mediante el estudio directo del espacio poroso mediante técnicas de estudio de láminas delgadas o con microscopio electrónico (Porta *et al.*, 1999).

El sistema poroso, es considerado como una red de espacios y conductos de pequeñas dimensiones, el cual se puede subdividir en diversas clases. Por una parte, se habla de porosidad residual, que es aquella constituida por poros ocluidos desprovistos de comunicación con el resto del sistema y con el exterior. En consecuencia, se dice que los poros que se comunican entre ellos determinan la porosidad efectiva.

La porosidad efectiva se subdivide, más o menos arbitrariamente, en dos partes: macroporosidad o porosidad eficaz y microporosidad o porosidad capilar; la mayor parte de los autores sitúan entre 30-60 μm el límite entre macroporos y microporos.

Otra forma de subdividir la porosidad proviene de la distinción entre macro y microestructura. Así, la porosidad textural viene definida por el volumen relativo del espacio vacío entre los agregados y la porosidad estructural por el espacio vacío interagregados.

Las características del sistema poroso (porosidad total, distribución del tamaño del poro, continuidad, estabilidad del sistema poroso, resiliencia) son importantes para procesos como

infiltración, drenaje, aireación lavado de nutrientes y partículas coloidales, retención y almacenamiento de agua. De acuerdo con algunos autores (Gibbs y Reid, 1988) la estructura del suelo vendría caracterizada por los poros mayores de 100 μm de diámetro.

La porosidad de retención a la que se debe la reserva hídrica del suelo para la planta, es de importancia crucial para los cultivos de secano, en los que el agua puede ser un factor limitante durante etapas críticas del desarrollo.

Existen otras maneras de clasificar la porosidad del suelo, Cameron and Buchan (2002), separan la porosidad en dos partes:

- ✓ Porosidad intra-agregados: que es el espacio poroso microscópico, el cual es creado por el arreglo geométrico de las partículas individuales del suelo.
- ✓ Porosidad inter-agregados: representa el espacio poroso debido al arreglo de los agregados del suelo. Este es creado por la actividad biológica del suelo, tales como los canales de las lombrices y crecimiento de las raíces, contracción durante el secado del suelo y por las labores del suelo.

2.- La porosidad y su relación las propiedades hidráulicas

Los diferentes tamaños de poros pueden ser agrupados de distintas maneras teniendo en cuenta su funcionalidad o rol que cumplen dentro de la dinámica de agua dentro del suelo, también se los puede clasificar en relación con la estructura del suelo.

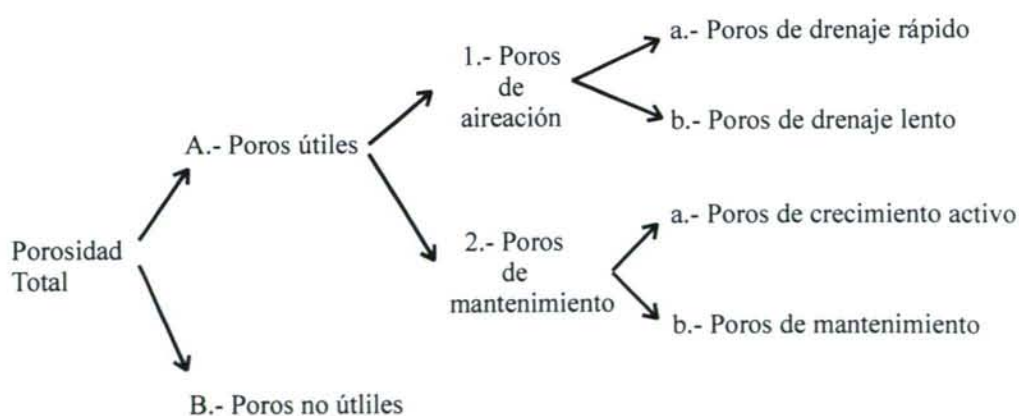
Una manera grosera de separar la porosidad, es en macro y micro porosidad, el límite entre ambos rangos no está muy claro y varía entre 30 y 60 μm (Porta *et al.*, 1999).

Teniendo en cuenta la eficacia que tiene un determinado tamaño de poro para la transferencia de fluidos dentro del suelo Greenland (1977) los agrupa en:

Poros de transmisión (poros efectiva o comunicantes)	> a 50 μm
Poros de almacenamientos	50 a 0,5 μm
Porosidad residual	< a 0,5 μm

El volumen que ocupan los poros de transmisión, almacenamiento y residuales están relacionados con la textura y con el contenido de materia orgánica del suelo (Fernández Rueda, 1997).

Entre las clasificaciones de la distribución del tamaño de poros se destaca la propuesta por Venialgo *et al.*, (2001) (Cuadro 1), el cual relaciona la aptitud del poro para drenar de agua y su capacidad de almacenamiento de agua útil para las plantas. Los límites de los rangos de tamaños de poro, que se usan en esta clasificación pueden ser determinados tanto por el método de la porosimetría por intrusión de mercurio, como a partir de los datos establecidos con un equipo Richart, que también es utilizado para establecer las curvas de retención hídrica.



Tipo de poro	Diámetro (μm)	Tensión (bar)
Drenaje rápido	> a 29,4	0 – 0,1
Drenaje lento	29,4 a 8,9	0,1 – 0,33
Crecimiento activo	8,9 a 0,69	0,33 – 5
Mantenimiento	0,69 a 0,2	5 a 15
No útiles	< a 0,2	> 15

Cuadro 1: Clasificación de la distribución del tamaño de poro relacionando drenaje y almacenamiento de agua (Venialgo *et al.*, 1998).

También se pueden mencionar los conceptos de porosidad textural y porosidad estructural (Fiès, 1984) para caracterizar la organización del espacio poroso del suelo.

3.- Conceptos fundamentales

Para definir algunos conceptos relacionados con el espacio poroso del suelo, tales como la porosidad total, la relación de vacío, tamaño de poro, poros llenos de aire y distribución del tamaño de poros, se usará el mismo esquema de la Figura 1, que se utilizó en el capítulo anterior para definir la densidad de partículas o densidad real (ρ_s) y la densidad aparente (ρ_b) y el volumen específico.

3.a- Porosidad total (ε_t)

La porosidad total (ε_t) es un índice relativo del espacio poroso y es la relación que existe entre el volumen de los poros y el volumen total del suelo:

$$\varepsilon = \frac{V_f}{V_t} = \frac{V_a + V_w}{V_s + V_a + V_w} = 1 - \frac{\rho_b}{\rho_s} \quad (1)$$

Teniendo en cuenta esta relación, la ε_t se puede establecer a partir de los valores de la densidad real (ρ_s) y la densidad aparente (ρ_b) del suelo.

La porosidad total, muchas veces es expresada en forma de porcentajes, multiplicando por 100 el valor de la porosidad. Los valores de la porosidad están generalmente en un rango comprendido entre 0,3 y 0,6 (Hillel, 1998). Los suelos de textura gruesa tienden a tener una porosidad total menor que los suelos arcillosos, sin embargo el tamaño medio de los poros individuales es mayor en los suelos arenosos. Para los suelos u horizontes orgánicos el valor de la porosidad total puede ser mayor que 0,9.

3.b- Poros llenos de aire (ε_a)

Los poros llenos de aire, es la relación que existe entre el volumen de aire (V_a) y el volumen total del suelo (V_t):

$$\varepsilon_a = \frac{V_a}{V_t} \quad (2)$$

Para mantener una adecuada aireación en el suelo, especialmente el aporte de oxígeno, necesario para el crecimiento de las raíces y el desarrollo de la actividad microbiana, los suelos deben tener un valor mínimo de ε_a , el cual se encuentra alrededor del 10 %, aunque es normal encontrar valores dentro del rango de 10 a 25 % (da Silva *et al.*, 1994).

Si la ε_a es menor al 10 %, con un contenido de agua a capacidad de campo, se recomienda el drenaje o un aflojamiento del suelo (Cameron and Buchan, 2002).

En este rango de poros, el movimiento del agua se debe principalmente a las fuerzas gravitacionales. Una vez finalizada la lluvia o riego y el suelo se encuentra saturado, el movimiento del agua es vertical descendente, siempre y cuando no exista ningún impedimento (piso de arado).

A este rango de poros también se los puede denominar “*macroporos o macroporosidad*”, es el rango de poros que asegura la disponibilidad de O₂ para las raíces.

3.c- Tamaño de poro

Las partículas elementales del suelo normalmente son especificadas por un tamaño, con un diámetro equivalente a una esfera regular. Por constrate, también se asume que el espacio poroso de suelo puede ser dividido en un sistema de tubos cilíndricos regulares, cada uno con un radio del cilindro equivalente, (r) al poro. Esto posibilita relacionar el tamaño de un poro con su habilidad para retener agua en forma capilar, como una medida de la fuerza de succión (h) requerido para drenar el poro:

$$h = \left(\frac{2\gamma}{r} \right) \cos \alpha \quad (3)$$

donde γ es la tensión superficial, r el radio del poro (cm) y α el ángulo de contacto.

4.- Fundamentos metodológicos para determinar la distribución de tamaños de poros

4.1- Porosidad Total

La porosidad total puede ser medida por varias técnicas. El método más simple incluye la toma de una muestra de un cuerpo del suelo sin perturbar de volumen conocido (V_t). La relación de la masa de un suelo seco para V_t viene dada por la densidad aparente del suelo (ρ_b), y teniendo en cuenta la densidad de partículas (ρ_s), la porosidad total (ϵ) es calculada según la ecuación 1.

Para la mayoría de los suelos minerales la ρ_s tiene un valor de 2,65 Mg m⁻³, aunque la ρ_s tiende a decrecer cuando aumenta el contenido de MO del suelo.

Otra metodología de medida de la porosidad total es el método del picnómetro a gas (Danielson and Sutherland, 1986). El método original fue desarrollado por Torstensson y Eriksson en 1936, y esta basado en la ley de Boyle de relación entre presión y volumen.

4.2- Distribución de tamaños de poro

Mesa de Tensión

El método más común para determinar la distribución del tamaño de poro es a través de la determinación de la curva característica de humedad. La curva característica de humedad es la relación entre el contenido de humedad del suelo y el potencial matricial del suelo (ψ_m).

La cantidad de agua retenida en un suelo, dentro de un rango de potenciales mátricos, puede ser medida aplicando una fuerza de succión al suelo para superar las fuerzas de capilaridad y adhesión que retienen el agua, usando un aparato mostrado en la figura 1. Se toma una muestra del campo sin disturbar se satura con agua y es colocada sobre el plato poroso de la mesa de tensión. Cuando la columna de agua está nivelada a la misma altura que el suelo, todos los poros del mismo se llenan de agua. Cuando la columna de agua es bajada, incrementa la fuerza de succión para quitar el agua, primero de los poros mayores siguiendo, progresivamente, por los poros más pequeños. La pérdida de agua en cada succión es medida pesando la muestra de suelo una vez que ha cesado el drenaje de agua a cada succión particular.

La técnica de la mesa de tensión está limitada a succiones menores a 10 kPa, las tensiones mayores pueden ser medidas usando la técnica del plato de presión.

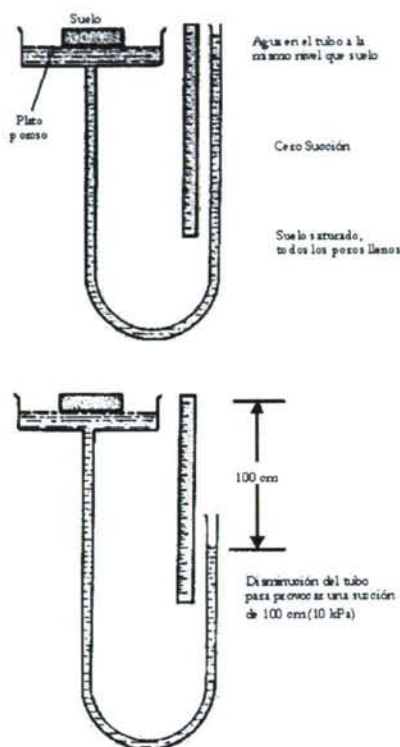


Figura 1: Medida de la humedad del suelo usando un equipo de mesa de tensión (adaptado de McLaren and Cameron, 1996).

Placa y Membrana de Presión

La técnica de la placa y membrana de presión utiliza el llamado "Equipo Richard". El fundamento es el mismo, hay que aplicar una fuerza para poder retirar el agua que está retenida en los poros y la fuerza que antes se generaba por diferencias de alturas en los niveles del agua, en este método se aplica un aire a presión. Esta presión es igual a la fuerza con que el agua está retenida en los poros del suelo. Al aplicar más presión se retira el agua de los poros más pequeños. Este dispositivo permite

determinar potenciales matriciales mucho más bajos que con la mesa de tensión llegándose hasta - 2000 kPa. Las muestras, previamente saturadas, se colocan sobre una placa porosa, la cual es introducida dentro de una olla (pota) (Foto 1), la cual se cierra herméticamente y se le aplica una determinada presión. Transcurrido el tiempo de equilibrio (a mayores presiones más tiempo), se despresuriza la olla y la humedad del suelo es determinada gravimétricamente. Las muestras que se utilizan pueden ser tanto muestras inalteradas, como muestras tamizadas por 2 mm.

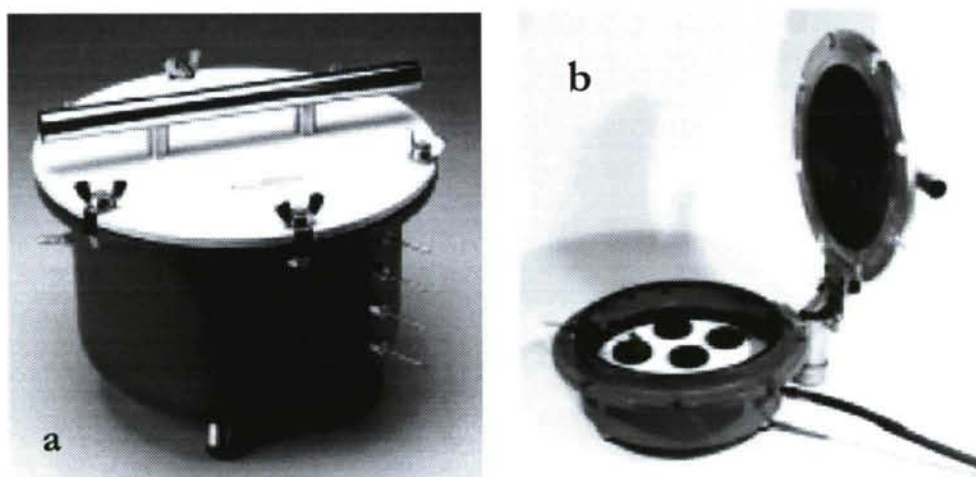


Foto 1: Equipo Richard, para la determinación del potencial matricial.

Porosimetría por intrusión de Hg

El principio físico de la determinación de la distribución de los tamaños de poros por intrusión de mercurio (Hg), es inverso al de la succión. El Hg es intrusionado dentro de los agregados del suelo por presión y se mide el volumen de Hg que va entrando a cada presión. Los cálculos para determinar el volumen del poro, están descritos en la sección 6 del capítulo 3 de Materiales y Métodos

CAPÍTULO 6

CAPITULO 6

1.- La Compactación, y sus consecuencias

La definición de compactación difiere según el investigador de que se trate. Por un lado, Dias Junior (2000) el término compactación del suelo se refiere a la compresión del suelo no saturado, durante el cual existe un aumento de su densidad como consecuencia de la reducción de poros del suelo. Cuando el fenómeno de reducción de volumen ocurre con la expulsión de agua por los poros del suelo, este fenómeno pasa a llamarse densificación. En ambos casos, esta reducción de volumen, en la mayor parte de los casos, es debido a un inadecuado manejo del suelo.

Por otro lado, Baver (1991), de una manera más general, define a la compactación como un aumento de la densidad del suelo como resultado de cargas aplicadas o presión. También menciona que el aumento de la densidad del suelo es función del esfuerzo de compactación (cargas aplicadas) y del contenido de humedad. La fuerza necesaria para compactar el suelo disminuye exponencialmente a medida que aumenta el contenido de humedad, por el contrario, la densidad del suelo con un determinado contenido de humedad aumenta exponencialmente al aumentar la fuerza aplicada (Baver, 1991).

Con estas definiciones no queda muy clara la diferencia entre *compactación* y *densificación*, si bien ambos procesos tienen el mismo resultado, que es la disminución de la densidad del suelo, la causa no es la misma. Carvalho (comunicación personal), dice que la *compactación* es producida por la acción del hombre a través de las labranzas, mientras que la *densificación* es producida por la acción de los procesos edafogenéticos de formación del suelo, los cuales son independientes de la acción del hombre.

Una de las formas de simular las reducciones del volumen es a través de la utilización de la curva de compresión del suelo (Larson *et al.*, 1980; Larson and Gupta, 1980; Bailey *et al.*, 1984; Bailey *et al.*, 1985; Bailey *et al.*, 1986; Bailey and Jonson, 1989; Bingner and Wells, 1992; O'Sullivan, 1992; MacNabb and Boersma, 1993; Dias Junior, 1994; Dias Junior and Pierce, 1996 a,b) Esa curva representa gráficamente la relación entre el logaritmo de presión aplicada a alguna característica relacionada con el arreglo de partículas y, o agregados de suelo, como por ejemplo, el índice de vacíos o la densidad del suelo (Casagrande, 1936; Leonards, 1962; Holtz and Kovacs, 1981).

Así, un aumento de la densidad del suelo como consecuencia de una reducción de su volumen puede o no causar compactación adicional. Por eso los investigadores han encontrado efectos tanto benéficos (Raghavan and Mckeys, 1983; Smucker and Erickson, 1989) como adversos (Parish, 1971; Gupta and Allmaras, 1987; Raghavan *et al.*, 1990) de la compactación del suelo. Los efectos benéficos han sido atribuidos a la mejoría del contacto suelo - semilla (Smucker and Erickson, 1989) el aumento de la disponibilidad de agua en años secos (Camargo, 1983; Raghavan and Mckeys, 1993), sobre todo en el horizonte labrado de los sistemas convencionales de preparación del suelo. Entretanto, la compactación excesiva puede limitar la absorción de nutrientes, infiltración y redistribución del agua, intercambio gaseoso y desarrollo del sistema radicular (Grohmann and Queiroz Neto, 1966; Moura Filho and Boul, 1972; Alvarenga *et al.*, 1983; Oliveira *et al.*, 1983; Smucker and Erickson, 1989; Bicki and Siemens, 1991), resultando una disminución de la producción, aumento de la erosión y de la energía necesaria para la preparación del suelo (Soane, 1990). Es posible que los efectos benéficos sean causados por la aplicación de bajas presiones. Por lo tanto, para tener una agricultura sustentable, es importante conocer los niveles de

presión soportados por el suelo en el pasado, bien como la humedad del suelo en el momento de operaciones agrícolas, para que se pueda ser evitada una compactación adicional.

La compactación del suelo ocurre con un aumento de su densidad global, y con una consecuente disminución de la porosidad total y de la macroporosidad (Meredith and Patrick Junior, 1961). Según Bowen y Kratky (1985), los parámetros más usados para evaluar la compactación son la densidad del suelo y la resistencia mecánica a la penetración, poseyendo esta última, una buena correlación con el crecimiento radical, ya que la elongación de las raíces varía en forma inversamente proporcional con la resistencia mecánica a la penetración.

La facilidad con que un suelo no saturado disminuye de volumen, cuando está sujeto a presiones es llamada "compresibilidad" (Gupta and Allmaras, 1987), el cual depende de factores externos e internos (Lebert and Horn, 1991). Los factores externos son caracterizados por el tipo de intensidad y frecuencia de la carga aplicada (Koolen and Kuipers, 1983; Horn, 1988; Horn, 1989; Raghavan *et al.*, 1990; Lebert and Horn, 1991), en cuanto a los factores internos son influenciados por la historia de la tensión aplicada al suelo (Harris, 1971; Horn, 1988; Gupta *et al.*, 1989; Reinert, 1990, Dias Junior, 1994), la humedad (Larson and Gupta, 1980; Larson *et al.*, 1980; Gupta *et al.*, 1985; Bailey *et al.*, 1986; McBride, 1989; Soane, 1990; Dias Junior, 1994), la estructura (Dexter and Tanner, 1973; Horn, 1988), la densidad inicial (Gupta *et al.*, 1985; Culley and Larson, 1987; Reinert, 1990, Dias Junior, 1994) y el contenido de carbono del suelo (Larson *et al.*, 1980; McBride, 1989; McBride and Watson, 1990; Soane, 1990; Assouline *et al.*, 1997; Etana *et al.*, 1997). Para una misma condición, la humedad es el factor que gobierna la cantidad de deformación que pudiera ocurrir en el suelo (Dias Junior, 1994) reflejando su densidad inicial o el estado de compactación. Así, cuando los suelos estén más secos, su

capacidad de soporte de carga puede ser suficiente para soportar las presiones aplicadas y la compactación del suelo puede no ser significativa (Trowse, 1971; Larson and Allmaras, 1971, Dias Junior, 1994). Entre tanto cualquier compactación excesiva es perjudicial para las plantas bajo condiciones de alta humedad (Swan *et al.*, 1987), o que puede causar la reducción en la producción (Negi *et al.*, 1980; Carter, 1985; Gameda *et al.*, 1985; Negi *et al.*, 1990; Bicki and Siemens, 1991).

Para buscar una solución alternativa al problema de la compactación adicional, ocasionada por el tráfico de la maquinaria agrícola, fueron desarrollados diversos modelos, con la finalidad de minimizar los efectos adversos de compactación del suelo, sin llegarse a un modelo de aceptación general.

La persistencia de la compactación del suelo causada por tránsito ha sido relatada por varios investigadores (Smith *et al.*, 1969; Black *et al.*, 1976, Voorhees, 1977; Voorhees *et al.*, 1978; Pollard and Elliot, 1978; Logsdson *et al.*, 1992). Algunos de estos estudios demuestran que los efectos de compactación del suelo son temporalmente perjudiciales; aunque sin embargo, en la mayoría de los casos, se observó poca o ninguna modificación de la compactación. Por lo tanto la compactación presente en una capa arada tiende a ser disminuida por la preparación del suelo de cultivos sucesivos en tanto, la compactación permanece en forma de un aumento de la densidad de los agregados reflejando estas una densidad de las capas compactadas destruidas por la preparación del suelo. La compactación del subsuelo tiende a ser aliviada mediante un subsolado; entretanto, esta compactación tiende a ser de carácter permanente en virtud de las particularidades del subsolado. Así mismo, es posible que los niveles de presión que serán aplicados al suelo, estimados por el uso de modelos matemáticos, es viable para minimizar los problemas de compactación.

Como toda situación real, la compactación puede ser modelada, tomando los componentes elementales y relacionándolos a través de una fórmula matemática. La cuestión crítica en relación a la susceptibilidad de un suelo a ser compactado reside en definir cuando un suelo tiene una humedad adecuada para realizar las operaciones de labranzas, o bien como estimar el porcentaje de deformación que ocurrirá en él, o cuando las presiones aplicadas exceden su capacidad portante. Así una humedad adecuada indicará la máxima presión que el suelo puede soportar, sin que ocurra una compactación adicional, en caso contrario será considerado “suelo húmedo”.

2.- Síntomas de la Compactación del Suelo

Los síntomas de la compactación del suelo pueden ser observados tanto directamente en el suelo, como indirectamente a través de las raíces de las plantas. Dentro de las señales que se pueden observar en el suelo se pueden destacar la presencia de costra, zonas endurecidas, estancamiento de agua, erosión hídrica excesiva y la presencia de residuos vegetales parcialmente descompuestos muchos meses después de haber sido incorporados al suelo.

Los vegetales también manifiestan síntomas ante las diferentes capas compactadas del suelo, entre estas manifestaciones se pueden mencionar una despereja y baja emergencia de plántulas, variaciones en el tamaño de las plantas, hojas amarillentas (síntoma similar a la deficiencia de nitrógeno). Pero estos síntomas tienen una causa, la modificación del sistema radical, poca exploración radical, predominando las raíces horizontales sobre las verticales, raíces mal formadas, muy tortuosas y aplanamientos de las raíces (deformación de la sección circular).

3.- Efectos de la compactación del suelo

La compactación del suelo tiene efectos muy marcados sobre algunos aspectos que están relacionados directamente sobre factores que tienen que ver con el comportamiento del agua en el suelo y sobre el crecimiento vegetal.

3.a- Sobre las propiedades físicas del suelo

Los investigadores han demostrado claramente los efectos de la compactación en las propiedades físicas del suelo (Barnes *et al.*, 1971; Guptar *et al.*, 1985; Larson *et al.*, 1989; Soane and Ouwerkerk, 1994). La compactación aumenta la densidad del suelo y de su resistencia mecánica (Grohmann and Queiroz Neto, 1966; Trowse, 1971; Schultz, 1978; Hillel, 1982; Moraes, 1984; Rosa Junior, 1984; Lebert, *et al.*, 1989; Waggar and Denton, 1989; Hill and Meza Montalvo, 1990; Lebert and Horn, 1991) y disminuye la porosidad total, tamaño y continuidad de los poros (Warkentin, 1971; Hillel, 1982; Moraes, 1984; Smucker and Erickson, 1989). Las reducciones significativas ocurren principalmente en el volumen de los macroporos, en cuanto a los microporos permanecen prácticamente inalterados (Hillel, 1982).

3.a- Sobre el movimiento de agua en el perfil

Los macroporos pueden ser definidos como los poros que tienen un diámetro equivalente medio entre 30 - 60 μm , (Cameron and Buchan, 2002; Jiménez, 2002) aunque lo más importante de la macroporosidad no es en si el valor del diámetro, sino la función que estos poros cumplen dentro del perfil del suelo, ya que son los encargados de controlar tanto el proceso de infiltración como el de drenaje interno, ya que las fuerzas que controlan el movimiento del agua en este rango de poros, son las fuerzas de la gravedad. El efecto es directo, cuanto menor macroporosidad existe, menor

infiltración y drenaje habrá. Este factor controla otro aspecto muy importante, que es el de mantener el delicado equilibrio entre el contenido de agua y aire en el suelo. Una vez que se han saturado todos los poros del suelo por una lluvia (riego) y esta ha finalizado, el agua contenida en los macroporos es retirada por acción de las fuerzas de gravedad, dando entrada al aire.

3.b- Sobre el crecimiento vegetal y la producción

El efecto más importante que tiene la compactación es la reducción de la proporción de macroporos, o poros de drenaje, sobre los microporos o poros de reserva de agua. Esto es al aumentar la compactación aumentan los poros de reserva de agua y por lo tanto aumenta el contenido de agua en el suelo, con la consecuente disminución de la cantidad de aire, por lo tanto disminuye la cantidad de oxígeno (O_2) en la atmósfera del suelo. La reducción de los tenores de O_2 trae como principal consecuencia una baja en la tasa de respiración de las raíces, con la consecuente disminución de energía disponible, básicamente para la asimilación de los nutrientes necesarios para cumplir adecuadamente los procesos biológicos.

El resultado final de esto es que los ciclos vitales en los vegetales (respiración – fotosíntesis) se vean alterados, con el lógico resultado de una disminución en el crecimiento vegetal y por ende una merma en los rendimientos de los cultivos, ya que se habla de plantas domesticadas para ser utilizadas en la alimentación, tanto humana como animal.

4.- ¿Cómo estimar la compactación?

Como ya se dijo anteriormente, la compactación del suelo ocurre con un aumento de su densidad global, y con una

consecuente disminución de la porosidad total y principalmente de la macroporosidad (Meredith and Patck Junior, 1961). Según Bowen and Kratky (1985), los parámetros más utilizados para estimar la compactación son la densidad del suelo y la resistencia mecánica a la penetración, teniendo esta última una buena correlación con el crecimiento radical, siendo inversamente proporcional el aumento de la resistencia mecánica a la penetración con la elongación de las raíces.

La resistencia mecánica a la penetración es un índice integrado de la compactación, contenido de humedad, textura y tipo de mineral de arcilla presente en el suelo (Baver, 1991). Es una determinación que implica la consistencia y la estructura del suelo.

Dentro de las variables de suelo que interfieren en los procesos de desarrollo vegetal, la resistencia mecánica a la penetración, ejerce un importante papel. En áreas irrigadas, las condiciones de mayor contenido hídrico del suelo son favorables para las plantas, aunque sin embargo esta condición también es propicia para una mayor compactación. La penetración de las raíces puede ser reducida si la resistencia del suelo alcanza valores del orden de 3 MPa, o además puede disminuir el aporte de agua y nutrientes para las plantas (Miller *et al.*, 1988).

Por otro lado si el suelo presenta valores de resistencia mecánica a la penetración variando entre 1,0 y 3,5 MPa (Canarache, 1990; Merotto and Mundstock, 1999), o de 2,0 a 4,0 MPa según Arshad *et al.* (1996), podrían haber restricciones o directamente impedimentos sobre el crecimiento y desarrollo de las raíces. No obstante, algunos autores tienen adoptado el valor de 1,0 MPa como crítico, pero sin que este sea limitante para el desarrollo de las raíces en el suelo. Así mismo Pauletto *et al.* (1989) aseguran que solamente serían considerados horizontes compactados aquellos cuyos valores de la resistencia mecánica a la penetración fuesen superiores a 1,72 MPa, y que el valor de 2,32 MPa impediría

totalmente el crecimiento del sistema radical de las plantas de maíz. Todos estos valores están relacionados a un contenido hídrico en suelo alrededor de la capacidad de campo.

Los factores que afectan directamente el desarrollo de las plantas varían tanto temporal como espacialmente en el campo y no son independientes uno de otro. La resistencia mecánica a la penetración puede ser alterada de manera diferenciada por las actividades relacionadas con la preparación de la cama de siembra. Este acto puede promover diferencias en la producción de un cultivo, en función del sistema de labranza utilizado.

Las alteraciones originadas por las labranzas pueden persistir por un largo tiempo, lo bastante como para influenciar el desarrollo del cultivo implantado o el suelo puede retornar a la condición original después un cierto tiempo.

5.- Instrumentos para medir RMP

Las metodologías para determinar la resistencia mecánica a la penetración pueden ser agrupadas en técnicas de laboratorio y medidas a campo y se basan en incisión de una punta cónica en el suelo. Estos instrumentos son llamados "*penetrómetros*", y consisten básicamente en un cuerpo cilíndrico el cual posee una punta cónica la cual es introducida en el suelo y un dispositivo para medir la fuerza que se debe realizar para penetrar en el suelo (Figura 1).

La resistencia a la penetración es la fuerza requerida para introducir el cono en el suelo, que dividida por el área de la base de este cono es expresada en unidades de presión. La Asociación Americana de Ingeniería Agrícola (American Association of Agricultural Engineers, ASAE) especifica un modelo estándar de penetrómetros, el cual determina una medida llamada "*índice de cono*". Este modelo estándar ha sido ampliamente adoptado, aunque

están en uso muchos penetrómetros que no se ajustan a este modelo. En muchos casos son más apropiados el uso de penetrómetros no estándares y su corrección a través un testigo que la utilización del modelo estándar propuesto por la ASAE (Bengough *et al.*, 2001).

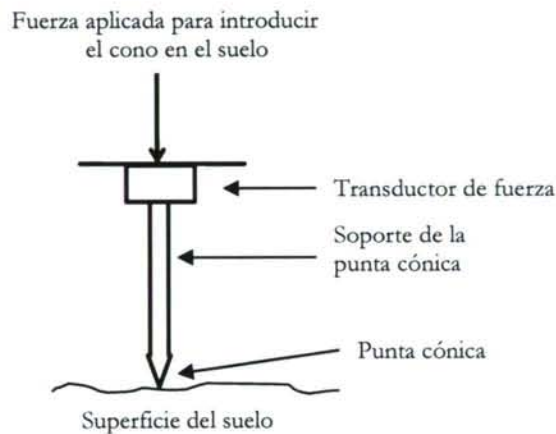


Figura 1: Diagrama esquemático de un penetrómetro (adaptado de Bengough *et al.*, 2001).

La resistencia mecánica a la penetración puede ser determinada en laboratorio o en el campo. En el laboratorio de utilizan instrumentos llamados “*penetrómetros de aguja*” y para las determinaciones a campo se usan los “*penetrómetros de campo*”.

5.1- Penetrómetro de aguja

El penetrómetro de aguja, es como su nombre lo indica, una aguja de acero de un diámetro determinado, la cual es introducida en una muestra de suelo, normalmente no alterada. La velocidad de incisión de la aguja es constante y la fuerza aplicada es determinada a través de un transductor de fuerzas, el cual está conectado a una unidad electrónica de adquisición de datos. La cual puede estar

conectada a una computadora, lo cual facilita el posterior análisis de los datos obtenidos.

La muestra es retirada del suelo, mediante una metodología similar al muestreo que se realiza para la densidad aparente por el método del cilindro. La principal ventaja de las mediciones en el laboratorio, es que se puede controlar perfectamente las condiciones de humedad del suelo al momento de realizar la determinación.

5.2- Penetrómetros de Campo

Los diferentes instrumentos para medir la resistencia mecánica a la penetración a campo, se dividen en dos categorías, por un lado los penetrómetros de impacto (Stolf, 1991) y por otro lado los penetrómetros del tipo registrador o penetrógrafo (Bengough *et al.*, 2001).

En el primer tipo de penetrómetros, se relaciona el número de golpes de un cuerpo con una masa conocida, con la fuerza con la que el suelo impide la entrada de la sonda que es introducida por los golpes del cuerpo en cuestión.

Los del segundo tipo, funciona de manera similar que un dinamómetro, pero en sentido inverso, no mide la fuerza con que la gravedad atrae un cuerpo, sino que mide la fuerza de empuje para introducir una sonda en el suelo. Existen diferentes maneras de lecturas de los valores, una analógica y otra digital. Actualmente los últimos penetrómetros poseen un sistema de adquisición de datos, los cuales almacenan la fuerza necesaria para vencer la resistencia del suelo en cada horizonte. La resolución de estos aparatos puede alcanzar medidas de resistencia mecánica a la penetración de cada centímetro del perfil del suelo y una fuerza aplicada de hasta 0,5 Kg.

MATERIALES Y MÉTODOS

CAPÍTULO 1

MATERIALES Y MÉTODOS

CAPÍTULO 1

El Medio Físico

El suelo estudiado se encuentra en la finca experimental anexa al “Centro de Investigaciones Agrarias” (CIAM), ubicado en “San Tirso de Mabegondo”, ayuntamiento de Abegondo, provincia de A Coruña, CC.AA. de Galicia, en el NO de España, dependiente de la “Xunta de Galicia”.

Las coordenadas geográficas del establecimiento son, longitud: 560035 UTMX-29T y latitud: 4787795 UTMY-29T y con una altura sobre el nivel del mar de 98 metros.

1.- Clima

En la provincia de la A Coruña, de manera general, se puede decir que en un año medio el tipo de clima es Atlántico, con inviernos suaves y lluviosos y veranos con periodos más o menos cortos sin precipitaciones, pero sin que se pueda hablar de una estación seca (Bellot y Casaseca, 1967).

También se puede decir que se caracteriza por la importante influencia oceánica la cual influye sobretudo en la amplitud térmica entre invierno y verano la cual se va incrementando conforme nos alejamos de la costa (Carballeira *et al.*, 1983).

En el CIAM la temperatura media anual del aire es de 12,8 °C y con una amplitud térmica anual de 10,5 °C, siendo el régimen de temperatura edáfico clasificado como “*mésico*”.

Las precipitaciones medias anuales de la provincia de A Coruña se encuentran entre 1.400 y 1.500 mm (Font Tullot, 1983), presentando una amplia variabilidad espacial, con precipitaciones

máximas superiores a 3.000 mm en la sierra de la Barbanza y mínimos inferiores a 800 mm en la comarca de Betanzos.

Aunque se debe aclarar que existe una importante variabilidad espacial que viene determinada principalmente por la interacción de dos factores, el relieve y la distancia a la costa. La variabilidad temporal es también muy marcada, teniendo en cuenta sobre todo los meses de verano (junio, julio y agosto), que tienden a ser muy secos (Gráfico 1).

En la estación húmeda, invierno y primavera, se registran excedentes de precipitación en relación a la evapotranspiración que drena a través del perfil o bien origina escorrentía superficial, por el contrario en los meses estivales las precipitaciones son inferiores a la evapotranspiración lo cual produce un déficit más o menos importante por un período de tiempo prolongado (Díaz - Fierros, 1971). El régimen de humedad del suelo es del tipo “údic”.

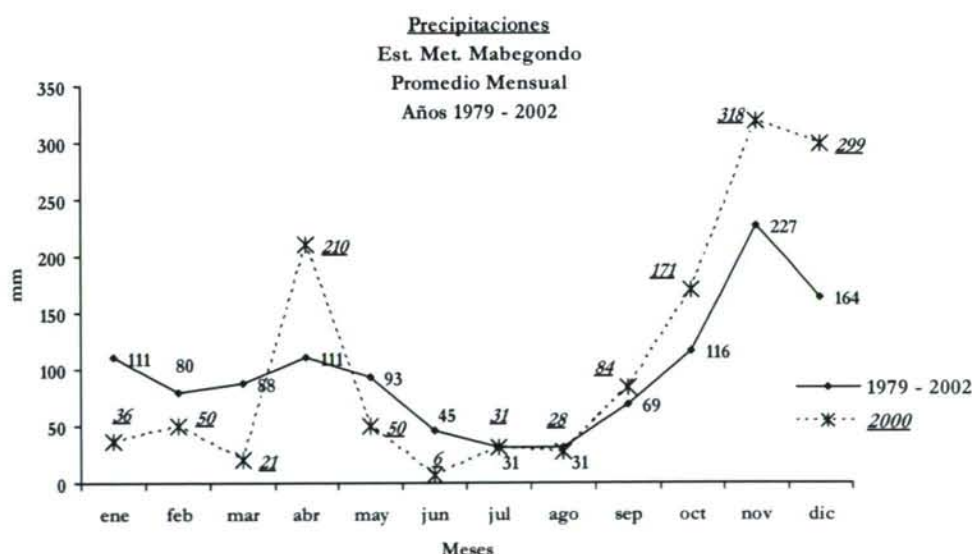
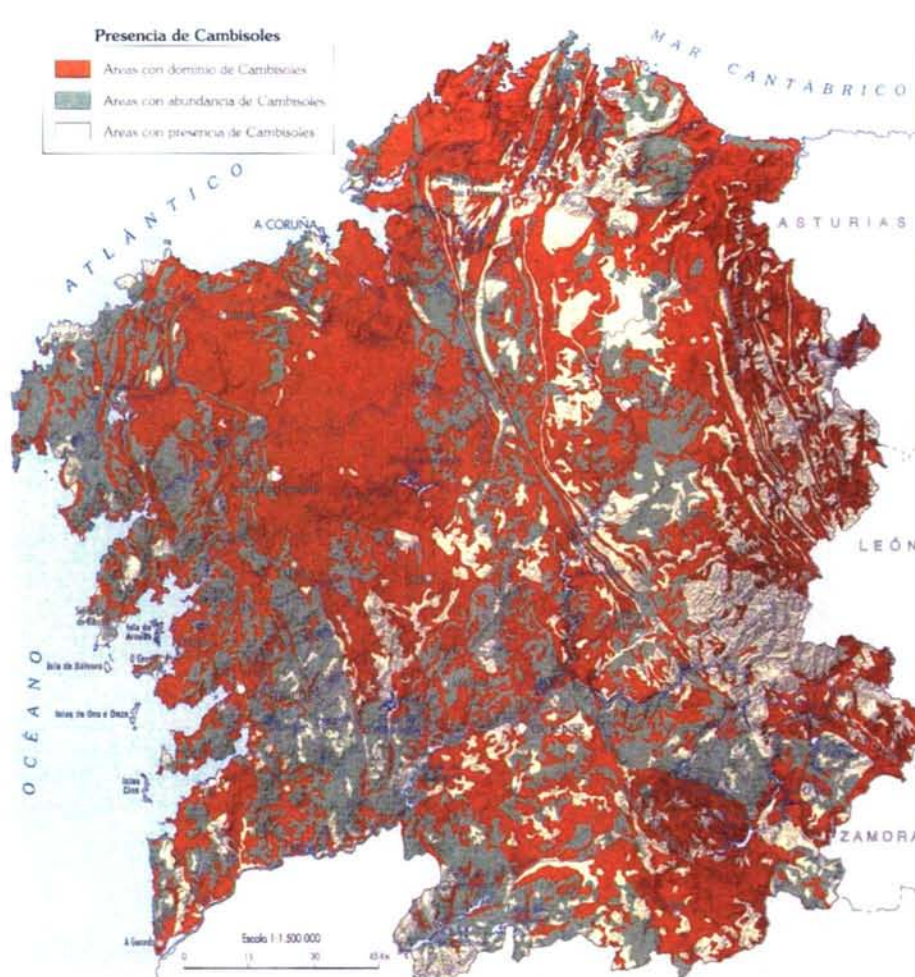


Gráfico 1: Distribución mensual de las precipitaciones de la estación meteorológica de CIAM. Media mensual entre los años 1979 y 2002. Lluvias registradas el año 2000.



Mapa 1: Distribución de Cambisoles en la CC.AA. de Galicia (Macías Vázquez y Calvo de Anta, 2001).

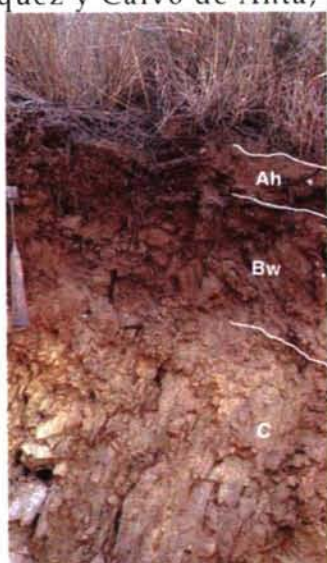


Foto 1: Cambisol húmico, en de Abegondo (A Coruña).



Foto 2: Cambisol húmico sobre anfibolitas, en el Municipio de Cerdido (A Coruña).

2.- Material Original

La finca experimental del CIAM se encuentra ubicada sobre los materiales geológicos pertenecientes a la Unidad Litotectónica denominada *Depresión de Órdenes*.

Las parcelas se encuentran ubicadas sobre esquistos básicos o esquistos políticos del denominado Complejo de Órdenes. Estos materiales se encuentran en la asociación litológica denominada Betanzos - Arzúa, que principalmente están compuestos por metabasitas, metasedimentos, y rocas intrusitas de composición granodiorítica, cuarzodiorítica, diorítica y gabroica (Martínez, *et al.*, 1984). Los metasedimentos son los materiales más abundantes de la Unidad, los cuales forman una secuencia de esquistos y gneis derivados de rocas de composición política y grauváquica (Parga Pondal, 1956).

3.- El suelo

Según Macías Vázquez y Calvo de Anta (2001), la finca experimental del CIAM se ubica dentro del área con dominio de Cambisoles, de acuerdo con la clasificación de la FAO del año 1994. Los Cambisoles son los suelos más extensivos de Galicia (Mapa 1). Tanto las condiciones climáticas actuales como las que reinaron durante largos periodos del terciario u cuaternario, así como la relativa inestabilidad de los materiales geológicos, han favorecido la evolución de las rocas hasta el estado de B cámbico (Macías Vázquez y Calvo de Anta, 2001).

Son suelos que se cultivan mucho aprovechando su espesor efectivo, el cual es elevado para las condiciones climáticas templado húmedo donde se ubican y su alta capacidad de retención hídrica, sin embargo, deben ser fuertemente abonados, especialmente con compuestos orgánicos. En general este tipo de

suelos presentan buenas condiciones para usos agronómicos, debido básicamente a las propiedades físicas que presenta, buena profundidad efectiva, alta retención de agua, aireación aceptable y una buena respuesta a la fertilización.

En la Foto 1, se observa un perfil de un Cambisol húmico, formado sobre esquistos ricos en biotita, perteneciente a los grupos de Ordes – Bergondo. Estos materiales son fácilmente alterables, y en los cuales se forma un horizonte Bw de gran espesor y grado de evolución. En el caso que se muestra en la Foto 1, la acción antrópica, cultivos continuados y pastoreos, ha favorecido los procesos erosivos (Macías Vázquez y Calvo de Anta, 2001). En la Foto 2 se ve otro perfil de un Cambisol húmico sobre otro material de partida, las anfíbolitas. Sobre estos materiales la formación y preservación del horizonte cámbico se ven muy favorecidas.

CAPÍTULO 2

CAPÍTULO 2

EXPERIENCIAS DE CAMPO

1.- Sistemas de Labranzas y Rotaciones

Las parcelas experimentales estudiadas pertenecen a ensayos efectuados en el marco de la Línea de investigación del Sub proyecto INIA SC97077C51 “Rotaciones y Siembra Directa en Galicia”, llevada a cabo por los investigadores Juan Piñeiro Andión y Manuel Pérez Fernández.

En el Gráfico 1 se aprecian los tratamientos que fueron aplicados al suelo, de modo que se combinan dos sistemas de labranzas con dos rotaciones de cultivo diferentes. En el Gráfico 2 se observa su distribución en el terreno de las parcelas experimentales y el diseño de los mismos en base a criterios estadísticos.

Los trabajos se iniciaron el 15 de octubre de 1997 sembrándose raigrás italiano (*Lolium multiflorum* L.), en toda el área experimental. Las rotaciones de cultivos utilizadas fueron, en los períodos otoñales - invernales el raigrás italiano (*Lolium multiflorum* L.) (Foto 1) y en las estaciones de primavera y verano maíz forrajero (*Zea mais* L.) y un híbrido de sorgo x pasto del Sudán (*Shorgum bicolor* L. Moench x *Shorgum sudanense* Piper Stapf) (Foto 2).

Los sistemas de preparación de suelos fueron, labranza convencional (LC) y labranza cero (L0) (Foto 3). En el primer sistema, LC se comenzó con un gradeo utilizando una grada de disco, seguida por una arada profunda (30 - 35 cm de profundidad) con un arado de reja y vertedera (Foto 4), posteriormente se pasó una fresadora. En el sistema de labranza cero (L0), en el primer otoño (año 1997) las labores de suelo fueron igual que para el LC, continuándose en la primavera siguiente y previo a la siembra del

maíz o del sorgo, según corresponda, se eliminó el raigrás con aplicaciones de glifosato complementado con gramoxone y con anterioridad a la siembra del raigrás, en otoño, la eliminación de la vegetación espontánea con los mismos herbicidas, con dosis relacionadas a la presión de las malezas presentes. Resumiendo los tratamientos que se realizaron fueron cuatro, las rotaciones raigrás - maíz con labranza convencional y labranza cero (RM:LC y RM:L0) y raigrás - sorgo con los mismos sistemas de laboreo (RS:LC y RS:L0) (Gráfico 1 y Gráfico 2).

		Sistemas de Labranzas	
		L0	LC
Rotaciones de Cultivos	RM	RM:L0	RM:LC
	RS	RS:L0	RS:LC

Gráfico 1: Tratamientos realizados en la experiencia. Sistemas de labranzas: labranza cero (L0) y labranza convencional (LC). Rotación de cultivos: raigrás - maíz (RM) y raigrás - sorgo (RS).

2.- Diseño experimental

El diseño experimental utilizado fue de bloques completos al azar (BCA), con cuatro repeticiones de cada uno de los tratamientos que se observan en el Cuadro 1. Las dimensiones de las parcelas fueron de 12 m de ancho por 23 m de largo (Gráfico 2).

3.- Muestreos

En cada parcela se realizaron muestreos para determinar la resistencia mecánica a la penetración (RMP), humedad gravimétrica (HG), densidad aparente (ρ_b), textura, materia orgánica (MO) y distribución de tamaños de poros.

El número de puntos de muestreo que se marcaron en cada una de las parcelas difiere según la determinación a realizar. Para

determinar la RMP se marcaron ocho puntos, y para determinar HG, ρ_b , textura, MO, CIC, pH y la distribución de tamaños de poros se tomaron dos muestras por cada parcela. La profundidad de muestreo también fue diferente según el tipo de muestra que se quería tomar, para la HG y la RMP fue de 50 cm. La densidad aparente fue determinada entre 0 y 6 cm. Para los análisis de textura, MO, CIC, pH y la distribución de tamaños de poros se tomaron muestras a la profundidad comprendida entre 0 y 6 cm.

El primer muestreo fue realizado los días 7 y 8 de mayo de 2001 y correspondieron a la toma de datos de resistencia mecánica a la penetración (RMP) y muestras para determinar la humedad de suelo en forma gravimétrica, y el último muestreo fue el día 18 de octubre de 2002, con lo que se siguió la evolución de estos dos parámetros durante 18 meses, tratando de acudir al campo una vez por mes, lo cual no siempre fue posible debido, principalmente, a las condiciones climáticas. Las fechas de muestreos se pueden apreciar en el Cuadro 1.

Fecha	Muestreos realizadas:
07-08/05/2001	HG, RMP, Da
11/05/2001	Análisis Generales
26/06/2001	HG, RMP
27/07/2001	HG, RMP
09/11/2001	HG, RMP
19/02/2002	HG, RMP
22/03/2002	HG, RMP
26/04/2002	HG, RMP
26/07/2002	HG, RMP
28/08/2002	HG, RMP
18/10/2002	HG, RMP, Da, Análisis Generales

Cuadro 1: Fechas de muestreos y labores realizadas

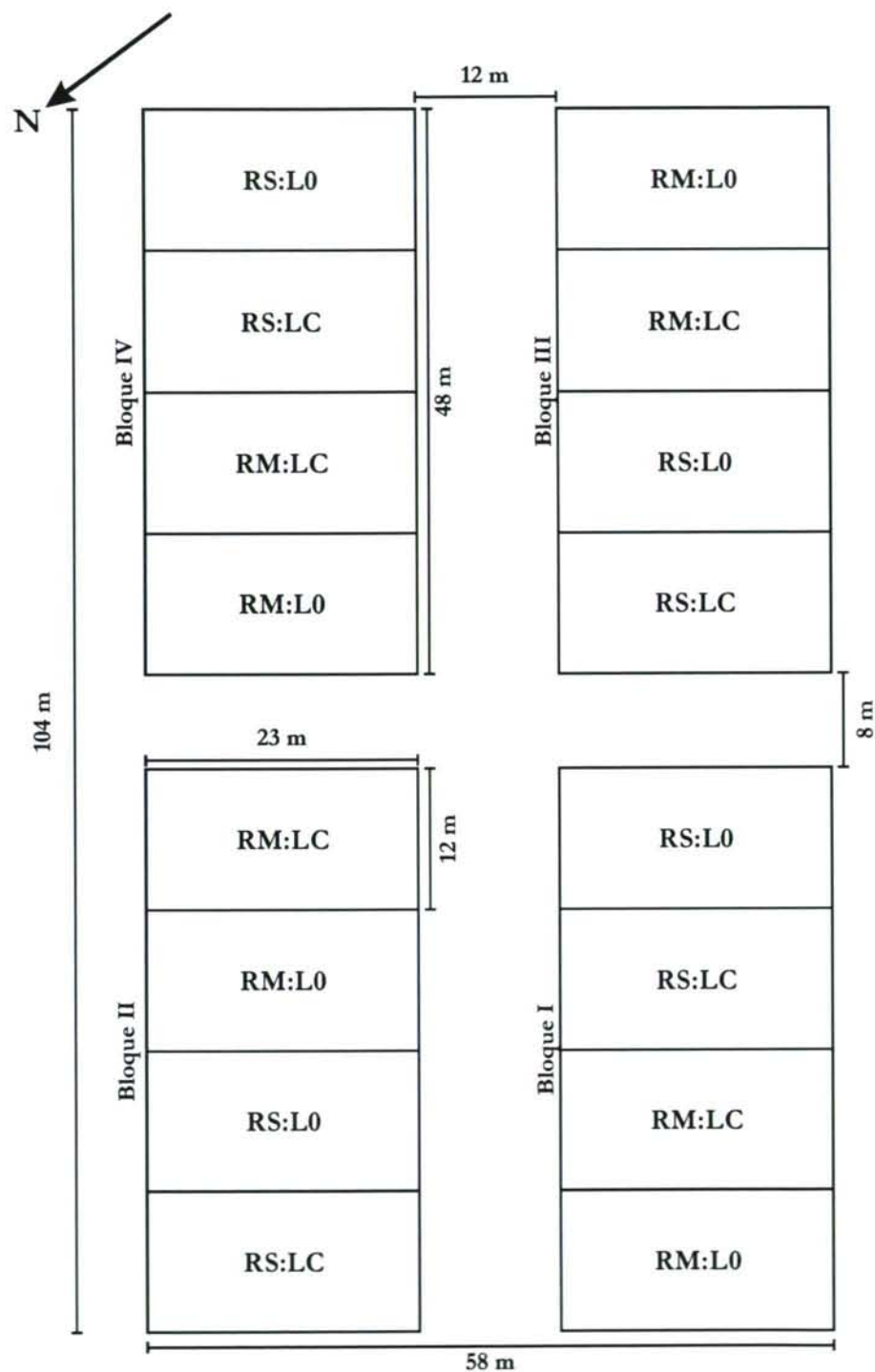


Gráfico 2: Distribución, tamaño de las parcelas y ubicación de los puntos de muestreo. **RM:L0** = raigrás - maíz con labranza cero; **RM:LC** = raigrás - maíz con labranza convencional; **RS:L0** = raigrás - sorgo con labranza cero; **RS:LC** = raigrás - sorgo con labranza convencional.



Foto 1: Cultivo de avena, al final del ciclo, previo al corte. (Abril, 2002)



Foto 2: Cultivos de verano, a la izquierda sorgo y a la derecha maíz. (Octubre, 2002)



Foto 3: Sistemas de labranzas (Noviembre 2001)



Foto 4: Sistema de labranza convencional, detalle de la profundidad de laboreo (30 - 35 cm)



CAPÍTULO 3

CAPÍTULO 3

ANÁLISIS DE LABORATORIO

1.- Análisis granulométrico

Para el análisis granulométrico, se utilizaron dos metodologías con fundamentos físicos diferentes, el primero basado en la sedimentación "*Método de Internacional*" (Guitián y Carballas, 1976) y el otro método es el basado en la "*Desviación de Rayos Láser*" (Loveland and Whalley, 2001).

1.1-Método Internacional

Para el análisis granulométrico, se utilizó el "*Método de Internacional*" (Guitián y Carballas, 1976) basado en el principio físico de la sedimentación para la fracción limo y arcilla y el tamizado para las fracciones de arena.

Se pesó 20 g de suelo tamizado por 2 mm, al cual se le añadió H_2O_2 al 6 % para la eliminación de la materia orgánica, dejando el suelo en contacto con el H_2O_2 hasta que no se observe espuma, lo cual puede suceder a las 48 horas, dependiendo del contenido de materia orgánica de la muestra. Una vez destruida la materia orgánica, se le agregan 50 ml de HCl 1 N para disolver los compuestos de hierro y aluminio que contribuyen a la agregación. Luego se esperan 20 minutos, agitando de vez en cuando, luego se filtra y se lava con agua destilada hasta que el filtrado no de positivo para cloruros (test de $AgNO_3$). A continuación se trasvasa el contenido de los filtros a botellas de agitación de un litro de volumen, procurando no sobrepasar 0,5 l de suspensión durante el proceso, posteriormente se agregan 20 ml de Hexametáfosfato de sodio más carbonato de sodio (Calgon), que actúa como agente

dispersante, haciendo que las partículas de arcillas no floculen. Posteriormente se agita durante 2 horas.

Después de la dispersión, se tamiza la muestra en húmedo, usando un tamiz con una malla de 50 μm , para separar las arenas del resto de las fracciones, procurando no utilizar más de 1 l de agua. Las arenas se secan en cápsulas para su posterior separación en arena gruesa (AG) y arena fina (AF), usando un tamiz de 200 μm .

El resto del material se lleva a probetas de 1 l, se agita para homogeneizar la suspensión y se toman alícuotas a diferentes tiempos, desde que se deja de agitar, con una pipeta Robinson. Los tiempos de muestreos son:

$$t = 0 \text{ (LG + LF + Arc)}$$

$$t = 4' 48'' \text{ (LF + Arc)}$$

$$t = 8 \text{ hs (Arc).}$$

Estas alícuotas se colocan en crisoles y se secan en estufa a 110 °C, hasta peso constante. Los resultados son representados en porcentajes y para determinar la clase textural se utilizan los porcentajes del contenido de arena total, limo total y de la arcilla, con lo que se entra en el diagrama textural, que en esta tesis se utilizó el propuesto por el Departamento de Agricultura de los EE.UU. (USDA, 1996).

1.2- Dispersión de Rayos Láser

El procedimiento de dispersión de las partículas, es similar al que se utiliza en el método internacional pero para la medida de la distribución del tamaño de partículas se usó un granulómetro láser "Coulter LS - 120". El principio de funcionamiento del aparato viene explicado en la Introducción de esta tesis en el Capítulo 2 sección 4, donde se habla de la interacción de las partículas del

suelo con radiaciones electromagnéticas, que para este caso se utiliza un rayo láser colimatado que incide en una celda de medidas, la cual contiene una suspensión de partículas de suelo, con una determinada concentración.

2.- Determinación de la Humedad de Suelo

La determinación de la humedad del suelo se realizó mediante el método gravimétrico (Gutián y Carballas, 1976).

Como se explicó al describir el muestreo (Sección 3, Capítulo 2 de Materiales y Métodos), se tomaron dos puntos de muestreo por cada una de las parcelas de estudio y a la profundidad de muestreo fue de 50 cm con una barrena y se tomaron muestras cada 5 cm (Foto 3).

Cada una de las muestras, correspondiente a cada profundidad, se guardaron en bolsitas con cierre hermético, para luego ser trasladadas al laboratorio y determinar el peso húmedo (PH) y luego se secaban las muestras a 105 °C durante 24 horas y se determinaba el peso seco (PS). Para la determinación del porcentaje de humedad se utilizó la ecuación (1)

$$W = \frac{PH - PS}{PS - T} \times 100 \quad (1)$$

donde:

W: es el porcentaje de humedad del suelo.

PH: es el peso húmedo, muestra recién traída del campo.

PS: es el peso seco, muestra luego de 24 horas a 105 °C.

T: es el peso del recipiente o tara.



Foto 3: Sonda de muestreos para humedad (50 cm).



Foto 4: Sonda de muestreos densidad aparente (ρ_b).

3.- Densidad Real (ρ_s) y Aparente (ρ_b)

3.1- Densidad Real (ρ_s)

Para determinar la ρ_s del suelo se utilizó el “método del picnómetro” (Porta *et al.* 1999; Guitián y Carballas, 1976; Baize, 1988) usando un picnómetro tipo “Renault”. El protocolo de medida sigue el siguiente procedimiento: primero se tara el picnómetro (P), luego se lo llena de agua destilada previamente hervida, para quitar el aire disuelto dentro de la misma.

Se llena el picnómetro, se enrasa y se pesa (Pa), luego se vierte aproximadamente la mitad del agua y se añaden 10 g de suelo seco a 105 °C, rellenamos con agua y se coloca el picnómetro con agua y el suelo dentro de un desecador y se lleva a vacío con una bomba de vacío hasta que no se vean salir burbujas de los picnómetros, se enrasa nuevamente con agua y se pesa (Pas), luego se deja en estufa a 105 °C hasta peso constante y se pesa el picnómetro con el suelo (Ps). Calculando la ρ_s con la ecuación 2:

$$\rho_s = \frac{(Ps - P)}{(Pa - Pas + Ps - P)} \quad (2)$$

donde:

ρ_s : es la densidad real expresada en g/cm³.

P : es el peso del picnómetro.

Pa : es el peso del picnómetro más el agua destilada.

Ps : es el peso del picnómetro más el suelo seco a 105 °C

Pas : es el peso del picnómetro más el suelo y el agua.

3.2- Densidad Aparente (ρ_b)

Se utilizó el “Método del cilindro” para la determinación de la densidad aparente (ρ_b) del suelo (Porta *et al.* 1999; Guitián y Carballas, 1976; Baize, 1988), utilizando un cilindro con un

diámetro de 8 cm y una altura de 4.95 cm con lo que el volumen del cilindro da 248,81 cm³ (Foto 4). Se introduce el cilindro en el suelo con ayuda de una sonda, se quita y se enrasa perfectamente ambas caras del cilindro con ayuda de un cuchillo, poniendo especial cuidado de no perder suelo y además de que el exterior de la pared lateral del cilindro no tenga tierra pegada. Luego se quita el suelo que contiene el cilindro, se coloca en una bolsa de polietileno y se lo lleva al laboratorio. El suelo es secado a 105 °C y se determina la Da relacionando el peso del suelo seco a 105 °C con el volumen del cilindro de acuerdo con la ecuación 3:

$$\rho_b = \frac{PS}{V} \quad (3)$$

donde:

ρ_b : densidad aparente de suelo, en gr/cm³.

PS: es el peso seco a 105 °C del suelo contenido dentro del cilindro, en gramos.

V: es el volumen del cilindro, en cm³.

4.- Resistencia Mecánica a la Penetración

La resistencia mecánica a la penetración (RMP), fue medida "in situ" (Fotos 5 y 6), mediante un penetrómetro. El aparato utilizado fue el "Bush Soil Penetrometer SP 1000" (Figura 1) con una punta cónica de ángulo en el vértice de 30° y de 12,83 mm de diámetro, de acuerdo con los estándares de la American Society of Agriculture Eng., el cual lleva acoplado una adquisición de datos o también llamada unidad electrónica para registro y almacenamiento automático de datos cuyo esquema se presenta en la Figura 1.

Este equipo permite efectuar medidas hasta una profundidad de 50 cm, con una resolución de 1 cm. Las medidas que se efectuaron fueron las máximas que el aparato permite realizar, o

sea que se tomaron muestras hasta 50 cm y con un intervalo de 1 cm. La fuerza aplicada es detectada por un transductor de fuerza y también es guardada automáticamente en la adquisición electrónica de datos. El transductor de fuerza del equipo utilizado posee una resolución de 0,5 Kg.

Antes de comenzar cada muestreo es necesario calibrar el aparato, repitiéndose esta operación nuevamente al iniciar cada jornada de trabajo. El calibrado afecta a los dos parámetros la profundidad y la carga. Es necesario llevar a cero la escala de profundidad cada vez que se cambia el cono y esta operación se realiza manualmente. Para llevar a cero la carga se usa el menú de instrucciones de la adquisición de datos.

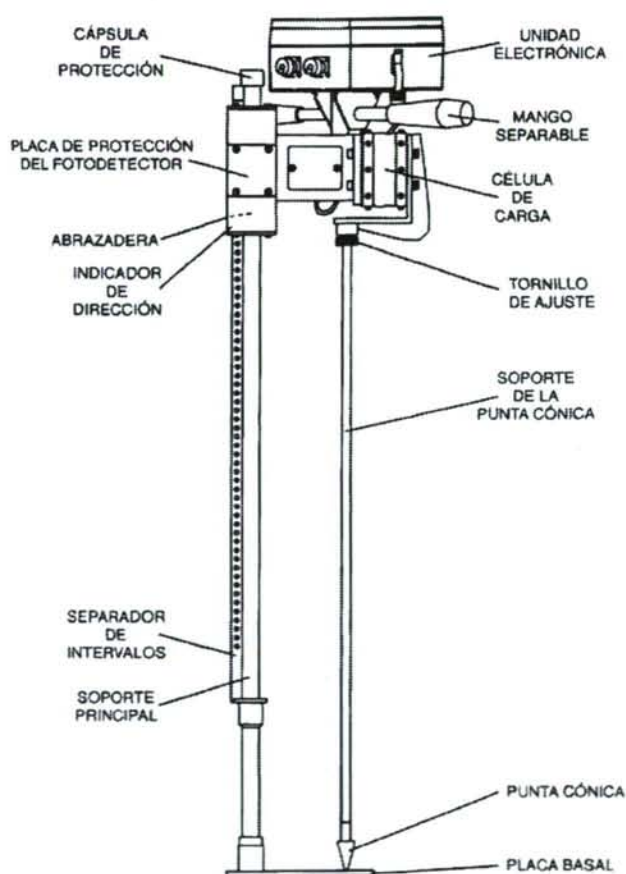


Figura 1: Esquema del equipo para medir la resistencia mecánica a la penetración



Foto 5: Penetrómetro Bus Soil Penetrometer SP 1000

Foto 6: Uso del penetrómetro en el campo.



5.- Contenido en Carbono Orgánico

Para la determinación del contenido de carbono orgánico del suelo se han seguido dos metodologías diferentes por un lado el método basado en la oxidación de la MO con dicromato de potasio ($K_2Cr_2O_7$) en medio ácido (Porta *et al.* 1999) Método de Sauerlandt modificado (Guitián Ojea y Carballas Fernández 1976) y por otro lado el método de análisis elemental, basado en la combustión por calor del carbono orgánico del suelo.

5.1- Método de Sauerlandt modificado:

Este método se basa en la oxidación de la materia orgánica del suelo por vía húmeda, con dicromato de potasio ($K_2Cr_2O_7$) en medio ácido, con ácido sulfúrico (H_2SO_4). La valoración del agente oxidante consumido ($K_2Cr_2O_7$) se realiza con sulfato ferroso amónico 6-hidrato (Sal de Mohr). Se trata de una valoración por retroceso, ya que se valora, con Sal de Mohr, el exceso de $K_2Cr_2O_7$ que no fue necesario para oxidar la materia orgánica del suelo.

El procedimiento realizado consta de dos etapas la primera de ataque a la Materia Orgánica (MO) del suelo y una segunda parte de valoración del exceso de $K_2Cr_2O_7$ que no fue necesario para oxidar la materia orgánica del suelo.

1) Etapa de ataque de la MO del suelo:

Pesar entre 0,2 y 0,5 g de suelo tamizado por malla de 2 mm. Colocar en un Erlenmeyer de 250 ml. Generalmente se pesa menos cantidad de suelo para muestras con mayores contenidos de MO (horizontes superficiales), y más cantidad de muestra para suelos con bajo contenido en MO (horizontes subsuperficiales).

Añadir 50 ml de H_2SO_4 con probeta y a continuación 25 ml de $\text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$ de ataque con una pipeta y bajo vitrina.

Del mismo modo se prepara un blanco en cada tanda de análisis, añadiendo las mismas cantidades de reactivos, pero sin muestras de suelo.

Introducir las muestras y el blanco en estufa a 110°C durante una hora y media.

Luego sacar y dejar enfriar y transferir el contenido a matraces aforados de 250 ml, enrasando con agua destilada. Debe estar a temperatura ambiente.

II) Etapa de la valoración:

Valoración del Blanco y las muestras:

Se toma una alícuota entre 2,5 a 5 ml del blanco o las muestras y se lleva a un Erlenmeyer (puede ser un vaso de precipitado) que contiene 100 ml de agua destilada. El volumen de la alícuota está en función del volumen que la bureta pueda titular, si la bureta es de 5 se usará 2,5, si la bureta es de 10 ml se usará 5 ml de alícuota. Luego se le añaden 2 gotas de H_3PO_4 y tres gotas del indicador difenilamina. Se titula con Sal de Mohr hasta viraje verde; primero toma color marrón oscuro, luego pasa a coloración parda, violeta oscuro, violeta claro, gris y el punto final es cuando con una gota se pasa del gris al verde.

Valoración de la Sal de Mohr:

Se titula para conocer la normalidad exacta. Se colocan, en 100 ml de agua destilada, 1 ml de H_2SO_4 concentrado y 1 ml de $\text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$ 1,5 N (exactamente medido), luego se le añaden 2 gotas de H_3PO_4 y tres gotas del indicador difenilamina. Se titula de la misma manera que las muestras y el blanco.

Cálculos:

Para los cálculos se tiene en cuenta que:

$$1 \text{ ml de } K_2Cr_2O_7 \text{ n} \equiv 3 \text{ mg de C}$$

Normalidad de la Sal de Mohr:

$$N_{SaldeMohr} = \frac{V_{K_2Cr_2O_7} \times N_{K_2Cr_2O_7}}{V_{SaldeMohr}} \quad (4)$$

% de Carbono:

$$\%C = \frac{(V_{blanco} - V_{problema}) \times N_{SaldeMohr} \times 0,003 \times 250 \times 100}{a \times g} \quad (5)$$

donde:

V_{blanco}: son los ml de Sal de Mohr usados para valorar el blanco.

V_{problema}: son los ml de Sal de Mohr usados para valorar la muestra problema.

a: alícuota de muestra utilizada para la titulación (2,5 o 5 ml)

g: gramos de suelos utilizados (0,3 a 0,5 g según convenga)

% Materia Orgánica:

$$\% \text{ MO} = \% \text{ C} \times 1,724 \quad (6)$$

5.2- Análisis Elemental de Carbono Orgánico

El análisis del contenido de carbono en las muestras se ha llevado a cabo mediante un analizador elemental. La muestra, introducida en una cápsula de estaño o de plata, se analiza mediante combustión instantánea en un tubo de cuarzo mantenido a 1000° C.

Tras la combustión los gases generados son transportados por una corriente de helio hasta un segundo tubo relleno de cobre y

mantenido a 680° C, donde los óxidos de nitrógeno son reducidos a N₂. Tras la retención del agua en un filtro, los gases generados (CO₂, N₂) se separan cromatográficamente y finalmente se detectan en un detector de conductividad térmica. Si interesa la determinación de carbono orgánico, los carbonatos de la muestra han de eliminarse antes del análisis mediante acidificación con HCl. Se utilizó un analizador elemental FlashEA 1112 (ThermoFinnigan), con muestreador para 100 muestras, una microbalanza Mettler Toledo AT21 Comparator (precisión 1 µg).

Condiciones analíticas

Analizador elemental:

- ❖ Temperatura a oxidación 1000° C. Reactor con catalizador de oxidación (óxido de cromo)
- ❖ Temperatura a reducción 680° C. Reactor con reactivo de reducción (cobre.)
- ❖ Temperatura a GC 60° C. Columna Porapak 2 m.
- ❖ Flujo Helio portador 130 mL/min.
- ❖ Muestra para análisis encapsulada en cápsulas de estaño (análisis de C y N) o plata (análisis de C.O.T.)

Reactivos:

- ❖ Cápsulas de estaño de 9 x 5 mm
- ❖ Cápsulas de plata de 9 x 5 mm
- ❖ Acido Clorhídrico 30%

Patrones:

- ❖ Acido Aspártico y acetanilida (para cuantificación de C, N)

- ❖ Montana Soil (NIST Standard Reference Material n. 2711) (para cuantificación de C.O.T)

Preparación de la muestra

1.- Para el análisis de C y N la muestra, previamente molida y homogeneizada, se pesa en una cápsula de estaño. Una vez encapsulada se analiza en el analizador elemental.

2.- Para el análisis de C.O.T. es necesario hacer un pre-tratamiento antes del análisis para la eliminación de carbonatos, tal y como se indica a continuación:

Se pesa la muestra, previamente molida y homogeneizada, en una cápsula de plata. Se coloca la cápsula en un bloque de aluminio sobre placa calefactora. Se añade HCl al 15%. Se calienta el bloque a 80°C para eliminar carbonatos en forma de CO₂. Cuando se alcanza sequedad se pliega la cápsula y se analiza en el analizador elemental.

6.- Distribución del tamaño de poros

La distribución del tamaño de poros se llevó a cabo siguiendo la técnica de intrusión de mercurio (Hg). Para las medidas se utilizaron agregados de entre 0,4 y 0,6 g.

Se utilizaron los porosímetros Pascal 140 y Pascal 440 de la marca comercial ThermoQuest (Fotos 11 y 12), conectados a un ordenador como adquisición de datos.

Asumiendo que los poros son cilíndricos, el diámetro equivalente medio, se calcula a partir de la presión, ejercida para obligar la entrada del mercurio (Hg), la tensión superficial, y el ángulo de contacto según:

$$d = \frac{4\sigma \cos \Theta}{P} \quad (7)$$

donde:

d : es el diámetro medio de los poros.

σ : la tensión superficial del mercurio.

Θ : el ángulo de contacto.

P : la presión ejercida para introducir el Hg.

Para efectuar la medida, la muestra es secada hasta peso constante en sílicagel, luego se deja en estufa a 105 °C durante 24 horas. Posteriormente se eligen los agregados de entre 0,4 y 0,6 g, se los introduce en un dilatómetro y se lleva a la unidad de macroporos (Foto 7), en donde se realiza el llenado con Hg, una vez eliminado el aire mediante vacío, luego se realiza una pequeña intrusión de Hg con una presión de hasta los 0,1 MPa, luego cambiamos el dilatómetro a la unidad de microporos (Foto 8) y le aplicamos una presión de hasta 200 MPa.

Para este análisis solo se utilizaron las muestras 1 procedentes de los bloques I y III, de la profundidad comprendida entre 0 y 6 cm, muestreadas en mayo de 2001.

7.- Análisis generales

Aparte de las determinaciones antes mencionadas a las muestras que se utilizaron para analizar textura y MO, también se midió el pH en suspensiones de suelos en agua y en KCl (relación suelo solución 1:2,5), siguiendo el método de la pasta saturada, descrito por Guitián y Carballas (1976).

También se determinaron los cationes de cambio, Ca, Mg, K, Na, H y Al.

La profundidad de muestreo de estas muestras era de 0 - 6 cm, siendo la fecha de muestro el 11 de mayo de 2001.



Foto 7: Porosímetro Pascal 140.
Presión aplicada hasta 0,1 MPa.

Foto 8: Porosímetro Pascal 440.
Presión aplicada hasta 200 MPa.



CAPÍTULO 4

CAPÍTULO 4

ANÁLISIS MATEMÁTICO DE LOS DATOS

1.- Tratamiento matemático del sistema poros

A partir de los datos de porosimetría de intrusión de Hg y la distribución de tamaños de partículas obtenidos por Dispersión de Rayos Láser, se calculó la dimensión fractal de la fase sólida y la interfase sólido - poro.

1.1- Dimensión Fractal de la Fase Sólida (D_m):

Para la determinación del D_m , se siguió la metodología propuesta por Rieu y Sposito (1991 a y b), los cuales, realizaron una reinterpretación del modelo jerárquico de agregados de Currie, utilizando la geometría fractal.

De acuerdo con Rieu y Sposito:

$$\phi(P) - \phi_{\max} + 1 = \left(\frac{P_{\min}}{P} \right)^{3-D_m} \quad (1)$$

Donde $\phi(P)$ es el contenido hídrico a un potencial mátrico P , ϕ_{\max} el contenido hídrico en saturación, P_{\min} presión de entrada inicial al medio, y D_m la dimensión fractal de la masa. Asumiendo que las conexiones entre poros pueden ser consideradas como un capilar, se aplica la ecuación de Washbur ($P \propto 1/r$) en la ecuación (1). Como resultado nos dará una expresión del contenido hídrico como función del radio característico de los poros, r :

$$\phi(r) - \phi_{\max} + 1 = \left(\frac{r}{r_{\max}} \right)^{3-D_m} \quad (2)$$

En el caso del porosímetro de mercurio el contenido hídrico es sustituido por el contenido volumétrico de aire en vacío y P_{\max} (o r_{\max}) por la presión inicial de entrada del mercurio en el medio poroso (o el radio máximo de poro medido). De forma que para obtener el contenido volumétrico de aire basta restar el contenido de mercurio del contenido máximo de mercurio infiltrado:

$$\phi'(r) = \max[\phi'_{Hg}] - \phi'_{Hg}(r) \quad (3)$$

Donde ϕ' es el volumen de aire y ϕ'_{Hg} es el volumen de mercurio infiltrado. Expresando la ecuación 2 en función del volumen de aire residual, medido a partir del porosímetro de mercurio (ecuación 3), se tiene:

$$\left[\phi'(r) - \phi'_{\max} \right] \frac{\rho}{100} + 1 = \left(\frac{r}{r_{\max}} \right)^{3-D_m} \quad (4)$$

Donde ρ es la densidad aparente de la muestra y debe ser utilizado, ya que el aparato mide la porosidad en 100 gramos de suelo, y $3-D_m$ se consigue del valor del ajuste lineal de una gráfica doble logarítmica de los diámetros de poros en μm (en el eje X) y el primer término de la ecuación (4) (en el eje Y).

$$\log \left\{ \left[\phi'(r) - \phi'_{\max} \right] \frac{\rho}{100} + 1 \right\} = (3 - D_m) \times \log \left(\frac{r}{r_{\max}} \right) \quad (5)$$

$$\log \left\{ \left[\phi'(r) - \phi'_{\max} \right] \frac{\rho}{100} + 1 \right\} = (3 - D_m) \times \log(r) - (3 - D_m) \times \log(r_{\max}) \quad (6)$$

$$\log \left\{ \left[\phi'(r) - \phi'_{\max} \right] \frac{\rho}{100} + 1 \right\} = (3 - D_m) \times \log(r) - C \quad (7)$$

Siendo C una constante que no depende del radio r .

Aunque Perrier muestra que la ecuación 2, solamente es aplicada sobre un modelo fractal de masa y presenta una ecuación más general para la curva de retención hídrica asociada con alguna

distribución fractal de tamaños de poros, teniendo la siguiente expresión:

$$\phi'(r) + A - \phi'_{\max} = A \left(\frac{h_{\min}}{h} \right)^{d-D} \quad \text{donde } h_{\min} \leq h \leq h_{\max} \quad (8)$$

donde A es el límite superior de la porosidad fractal, y finalmente establecer para la curva de retención hídrica en el modelo autosimilar PSF la ecuación 9:

$$\phi = \phi_{\max} - \phi_{PSF} \left(1 - \left(\frac{h_{\min}}{h} \right)^{d-D} \right) \quad \text{donde } h_{\min} \leq h \leq h_{\max} \quad (9)$$

La condición $h_{\min} \leq h \leq h_{\max}$, esta asociada con un límite del rango de escala donde existe una estructura fractal (Perrier and Bird, 2003). El modelo autosimilar PSF representa una generalización de los modelos usados normalmente para los modelos relacionados con la estructura del suelo.

1.2- Dimensión Fractal de la Interfase Sólido - Poro (D_s):

La determinación los valores de D_s se basa en la identificación indirecta de los contornos de la interfase sólidos - poro a través de la medida de la superficie específica mediante la intrusión de mercurio. De acuerdo con Vivas, *et al.* (1999) la superficie representante de la interfase sólido-poro viene definida por la derivada del volumen acumulado de poros, ϕ con relación al diámetro de los poros r :

$$\frac{d\phi}{dr} \propto r^{(2-D_s)} \quad (10)$$

Por lo tanto D_s puede ser obtenido como la pendiente del ajuste lineal de la ecuación (10) en un gráfico doble logarítmico.

2.- Análisis Estadístico

Los datos obtenidos se caracterizaron a través de la estadística descriptiva, calculándose la media aritmética, los valores máximos y mínimos, varianza y el coeficiente de variación.

Luego se realizaron pruebas no paramétricas para establecer el tipo distribución que los datos poseían, estas también son conocidas como pruebas de normalidad, el test utilizado fue el de Shapiro-Wilk (Montgomery, 1991).

Aquellos datos que no presentaban una distribución normal se le aplicó una transformación logarítmica para que estos tengan una distribución normal.

Para determinar diferencias entre los efectos que producen los tratamientos sobre las variables estudiadas se empleó el análisis de la varianza (ANOVA), aplicándose la prueba de Duncan ($P < 0,05$), para determinar la diferencia estadísticamente significativas entre medias (Montgomery, 1991).

El ANOVA es un método estadístico mediante cual es posible comparar la influencia que tienen diferentes tratamientos (factores) que son aplicados sobre el comportamiento de una determinada variable de estudio, partiendo de las siguientes hipótesis:

H_0 = los tratamientos aplicados tienen influencia sobre la variable de estudio.

H_1 = los tratamientos aplicados no tienen influencia sobre la variable de estudio.

Siendo H_0 la hipótesis nula y H_1 la hipótesis alternativa.

La prueba de Duncan permite establecer si existen diferencias estadísticas significativas entre un par de medias (Montgomery, 1991). Para aplicar dicha prueba, se disponen en orden ascendentes los promedios de los tratamientos y se determina el error estándar de cada promedio (S_{y_i}), usando:

$$S_{y_i} = \sqrt{\frac{MS_E}{n}} \quad (11)$$

donde:

MS_E = media de los cuadrados del error

n = número de muestras

Luego se prueban las diferencias observadas entre las medias, comenzando por el mayor valor y continuando con las demás medias. Una vez obtenido las diferencias, estas son comparadas con el intervalo mínimo significativo (valor de tabla), si el valor de la diferencia es mayor al valor de tabla significa que entre las medias comparadas existen diferencias estadísticamente significativas (Montgomery, 1991).

Los datos de MO , ρ_b , porosidad total, se analizaron para la profundidad de 0 - 6 cm. Las fechas de muestreos utilizadas fueron en mayo de 2001 y octubre de 2002.

Para realizar el ANOVA de la HG y RMP, se tomaron las profundidades cada 5 cm y cada 10 cm. El primer intervalo de profundidades fue utilizado ya que la HG había sido determinada en ese rango de resolución. El segundo intervalo fue utilizado básicamente porque en la bibliografía consultada se encontraron la mayoría de los trabajos con esos rangos de profundidades.

Los valores de RMP fueron obtenidos a través del promedio entre las profundidades estudiadas, ya que el penetrómetro tiene una resolución de un centímetro.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

CAPÍTULO 1

DISCUSIÓN DE RESULTADOS

CAPITULO 1

COMPOSICIÓN DEL SUELO ESTUDIADO

En este trabajo la composición del suelo se estudió mediante análisis granulométrico según el método de la pipeta y difractorómetro de rayo láser. También se caracterizaron atributos químicos elementales, tales como capacidad de intercambio catiónico, pH en H₂O y KCl y carbono orgánico total.

1.- El análisis granulométrico

1.1- Método Internacional

La textura del suelo de estudio, se puede observar en los Gráficos 1, 2 y 3, en los cuales se aprecian triángulos texturales propuesto por el Departamento de Agricultura de los Estados Unidos (USDA), para las tres profundidades muestreadas. Los puntos que se consideran fueron obtenidos por el “Método Internacional” (Guitián y Carballas, 1976), en el cual se pueden apreciar que el suelo se encuentran dentro del rango de la clase textural “*franco*”.

Prof.	Ar. Gr. (%)		Ar. Fina (%)		Limo (%)		Arc. (%)	
	Media	Des. Est.	Media	Des. Est.	Media	Des. Est.	Media	Des. Est.
0 - 6 cm	10,04	4,21	30,22	4,20	38,79	2,27	20,95	2,51
6 - 12 cm	10,20	4,29	29,57	4,93	38,96	2,26	21,30	2,39
12 - 18 cm	10,09	4,54	29,66	4,96	39,24	1,78	21,00	2,12

Tabla 1: Valores medios y desvío estándar de las cuatro fracciones estudiadas, para cada profundidad.

Considerando las 16 parcelas experimentales, el contenido medio de las cuatro fracciones (Tabla 1), en las tres profundidades estudiadas es muy similar. Esto se explicaría porque el suelo de

estudio, antes de someterse a los tratamientos era utilizado con sistemas de labranzas no conservacionistas, que incluyen la remoción y mezcla de los horizontes superficiales, con lo que conlleva a una homogeneización de las clases texturales. Además los tratamientos fueron aplicados durante 5 años, y no es tiempo suficiente como para que exista una lixiviación de material fino (arcillas).

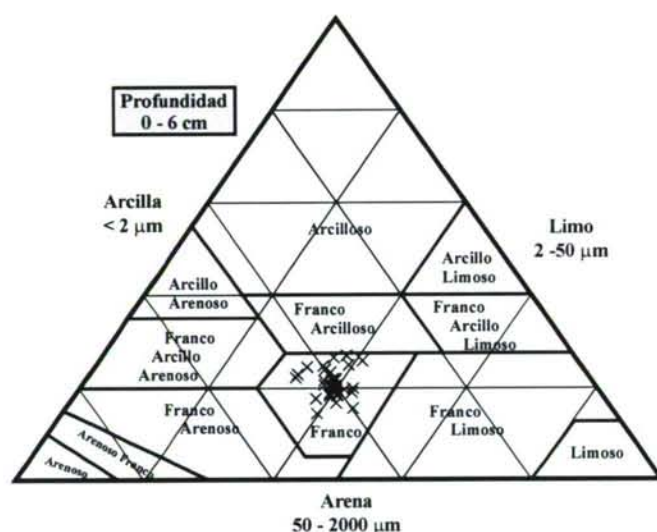


Gráfico 1: clase textural de la profundidad de 0 – 6 cm, determinado por el “Método Internacional”, en el triángulo textural propuesto por el USDA.

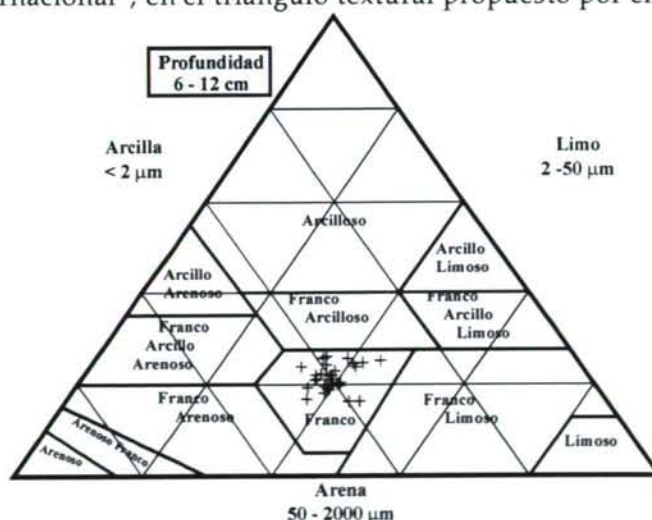


Gráfico 2: clase textural de la profundidad de 6 – 12 cm, determinado por el “Método Internacional”, en el triángulo textural propuesto por el USDA.

comprendido entre 34,50 % y 43,38 %. Por ello, en general el contenido de arcilla presenta mayores coeficientes de variación que el contenido de limo, resultados que concuerdan con los obtenidos por otros autores que estudiaron la textura de los suelos del CIAM (Paz González *et al.*, 1996; Ulloa Guitián, 2002)

A pesar de existir alguna variabilidad, sobre todo en las fracciones de arena gruesa y fina, el suelo presenta siempre una clase textural “franca”, con esto se puede decir que el comportamiento del suelo en toda la parcela de estudio es similar, en su respuesta a las labores que sobre él se realizan, tanto para los tratamientos de labranza cero, como para los tratamientos que incluyen remoción del suelo.

Como se dijo anteriormente, la clase textural es similar para toda la parcela. Esto es debido básicamente a que la superficie que ocupa el área de estudio, es plana y además que su superficie es relativamente pequeña, como para presentar una variabilidad espacial en los contenidos de arena, limo y arcilla.

Estos componentes del suelo, generalmente presentan variabilidad espacial en suelos con un relieve que presente algunas ondulaciones, ya que el movimiento del agua, tanto superficial como el subsuperficial, producen el desplazamiento de las partículas del suelo. Las partículas más pequeñas (arcilla, limo) son arrastradas pendiente abajo. Debido a este fenómeno los contenidos porcentuales de los diferentes tamaños de partículas, en una ladera, presenta variabilidad espacial y que está relacionada con la pendiente.

El suelo estudiado, como ya se mencionó posee una textura “franca”, los suelos que poseen este tipo de textura contienen una mezcla “equilibrada” de partículas finas y gruesas, con propiedades intermedias entre los suelos arenosos, limosos y arcillosos (Hillel, 1998).

Bloque	Trat.	Ar. Gr. (%)	Ar. Fina (%)	Limo (%)	Arc. (%)	Clase Textural
I	RM:L0	6,46	32,65	40,06	20,85	Franco
	RM:LC	7,05	33,81	39,09	20,06	Franco
	RS:L0	6,12	35,09	41,09	17,71	Franco
	RS:LC	5,09	33,59	43,55	17,79	Franco
	Media	6,18	33,78	40,95	19,10	
	Des. Est.	0,82	1,01	1,92	1,60	
II	RM:L0	7,91	33,19	38,92	19,98	Franco
	RM:LC	6,90	33,14	38,84	21,13	Franco
	RS:L0	8,52	31,86	39,40	20,24	Franco
	RS:LC	10,18	32,40	36,13	21,31	Franco
	Media	8,38	32,64	38,32	20,66	
	Des. Est.	1,37	0,64	1,48	0,65	
III	RM:L0	7,48	32,47	41,12	18,94	Franco
	RM:LC	7,63	33,25	40,38	18,75	Franco
	RS:L0	10,82	26,67	36,74	25,76	Franco
	RS:LC	12,12	27,46	36,76	23,66	Franco
	Media	9,51	29,96	38,75	21,78	
	Des. Est.	2,33	3,37	2,33	3,50	
IV	RM:L0	16,74	27,35	36,49	19,41	Franco
	RM:LC	19,60	24,95	35,24	20,21	Franco
	RS:L0	13,32	21,12	40,15	25,41	Franco
	RS:LC	14,77	24,48	36,70	24,04	Franco
	Media	16,11	24,48	37,15	22,27	
	Des. Est.	2,72	2,57	2,10	2,91	

Tabla 2: Clase textural y valores promedios de arena gruesa, arena fina, limo y arcilla, para la profundidad de 0 a 6 cm, en cada bloque para los tratamientos raigrás - sorgo en labranza convencional (RS:LC) y en labranza cero (RS:L0) y raigrás - maíz en labranza convencional (RM:LC) y en labranza cero (RM:L0).

Bloque	Trat.	Ar. Gr. (%)	Ar. Fina (%)	Limo (%)	Arc. (%)	Clase Textural
I	RM:L0	7,21	33,84	37,83	21,13	Franco
	RM:LC	7,10	33,70	38,58	20,62	Franco
	RS:L0	6,29	34,86	41,67	17,19	Franco
	RS:LC	5,46	33,37	43,32	17,92	Franco
	Media	6,51	33,94	40,35	19,21	
	Des. Est.	0,82	0,64	2,58	1,95	
II	RM:L0	7,18	33,16	38,56	21,11	Franco
	RM:LC	7,61	31,69	39,57	21,13	Franco
	RS:L0	9,93	31,06	37,44	21,57	Franco
	RS:LC	7,59	31,85	38,58	21,99	Franco
	Media	8,08	31,94	38,54	21,45	
	Des. Est.	1,25	0,88	0,87	0,42	
III	RM:L0	7,65	34,06	39,52	18,79	Franco
	RM:LC	7,52	34,12	39,45	19,42	Franco
	RS:L0	11,77	22,45	41,52	24,25	Franco
	RS:LC	11,79	23,32	39,88	25,00	Franco
	Media	9,68	28,49	40,09	21,86	
	Des. Est.	2,43	6,47	0,97	3,22	
IV	RM:L0	18,43	24,17	36,94	20,47	Franco
	RM:LC	18,68	25,35	34,50	21,47	Franco
	RS:L0	15,21	23,39	35,53	25,87	Franco
	RS:LC	13,81	22,73	40,55	22,92	Franco
	Media	16,53	23,91	36,88	22,68	
	Des. Est.	2,41	1,13	2,64	2,35	

Tabla 3: Clase textural y valores promedios de arena gruesa, arena fina, limo y arcilla, para la profundidad de 6 a 12 cm, en cada bloque para los tratamientos raigrás - sorgo en labranza convencional (RS:LC) y en labranza cero (RS:L0) y raigrás - maíz en labranza convencional (RM:LC) y en labranza cero (RM:L0).

Bloque	Trat.	Ar. Gr. (%)	Ar. Fina (%)	Limo (%)	Arc. (%)	Clase Textural
I	RM:L0	6,99	34,12	37,05	21,85	Franco
	RM:LC	7,28	33,35	39,58	19,81	Franco
	RS:L0	6,43	35,12	40,21	18,25	Franco
	RS:LC	5,18	32,64	43,78	18,25	Franco
	Media	6,47	33,81	40,15	19,54	
	Des. Est.	0,93	1,06	2,78	1,71	
II	RM:L0	6,55	33,96	38,83	20,67	Franco
	RM:LC	7,87	32,05	39,30	20,79	Franco
	RS:L0	7,80	31,48	39,61	21,12	Franco
	RS:LC	7,20	32,87	39,80	20,13	Franco
	Media	7,35	32,59	39,39	20,67	
	Des. Est.	0,61	1,08	0,42	0,41	
III	RM:L0	7,39	33,87	39,59	19,16	Franco
	RM:LC	7,60	33,60	39,32	19,49	Franco
	RS:L0	11,32	25,17	39,08	24,43	Franco
	RS:LC	13,04	24,24	39,74	22,98	Franco
	Media	9,83	29,22	39,43	21,52	
	Des. Est.	2,80	5,23	0,29	2,60	
IV	RM:L0	19,78	22,19	36,65	21,38	Franco
	RM:LC	18,44	23,41	38,81	19,34	Franco
	RS:L0	14,58	23,85	35,87	25,70	Franco
	RS:LC	14,04	22,72	40,61	22,63	Franco
	Media	16,71	23,04	37,99	22,26	
	Des. Est.	2,84	0,73	2,15	2,67	

Tabla 4: Clase textural y valores promedios de arena gruesa, arena fina, limo y arcilla, para la profundidad de 12 a 18 cm, en cada bloque para los tratamientos raigrás - sorgo en labranza convencional (RS:LC) y en labranza cero (RS:L0) y raigrás - maíz en labranza convencional (RM:LC) y en labranza cero (RM:L0).

Como tal, *franco* es muchas veces considerado como el suelo “óptimo” para el crecimiento vegetal y para la agricultura. Su capacidad para la retención hídrica (Gráfico 5) y la disponibilidad de nutrientes es superior que los suelos arenosos, mientras que su drenaje, aireación y propiedades relacionadas a las labranzas son más favorables que los suelos arcillosos.

Hay, sin embargo, excepciones para esta generalización. Bajo diferentes condiciones ambientales y para distintas especies de plantas, un suelo arenoso o arcilloso puede ser más apropiado que un suelo franco. En suelos de textura media de la Comunidad Autónoma de Galicia, Paz y Guerif (1993) pusieron de manifiesto que el contenido en agua útil aumenta al incrementarse el los valores de carbono ligado en el suelo.

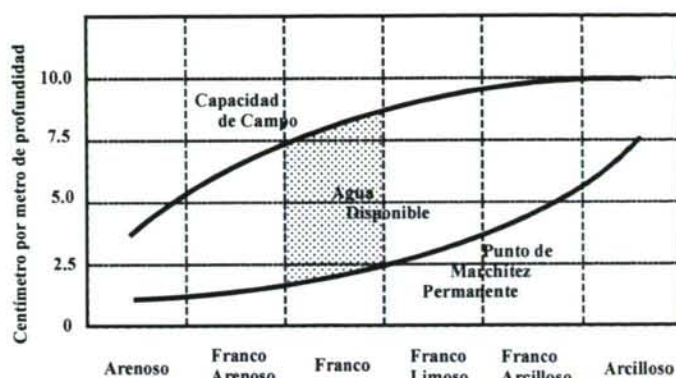


Gráfico 4: Capacidad de almacenamiento de agua para suelos de diferentes clases texturales (Foth, 1978)

En los lugares bajos existe una acumulación de limo y predominantemente de arcillas. Este suceso puede ser más marcado en regiones climáticas húmedas, en donde las frecuentes lluvias producen un mayor arrastre de las partículas. Este fenómeno es llamado “*erosión*”, el cual también depende, además de las lluvias, del tipo de suelo y de la cobertura que este presente al momento de producirse las precipitaciones.

Con respecto a la características físicas del suelo, se puede afirmar que los suelos limosos o los que poseen un alto contenido de este tipo de tamaño de partícula, son suelos de baja estabilidad de agregados, con lo cual presentan poca resistencia al efecto del agua y son dispersados (Taboada Castro, 2001). Otra desventaja de este tipo de suelos es que presenta una alta susceptibilidad al encostramiento, lo cual hace disminuir la infiltración del agua al perfil del suelo, aumentando de esta manera, la escorrentía, lo cual acrecienta el fenómeno erosivo.

1.2- Método Dispersión de Rayo Láser

También se determinó la distribución de tamaños de partículas, por el método del conteo de partículas contenidas en una suspensión por medio de la dispersión de un “Rayo Láser”

Bloque	Trat.	Arerna (%)	Limo (%)	Arcilla (%)	Clase Textural
I	RM:L0	16,35	71,95	11,75	Franco Limoso
	RM:LC	18,50	70,35	11,15	Franco Limoso
	RS:L0	17,10	71,80	11,05	Franco Limoso
	RS:LC	14,45	75,70	9,85	Franco Limoso
	Media	16,60	72,45	10,95	
	Des. Est.	1,69	2,28	0,80	
II	RM:L0	18,90	70,35	10,75	Franco Limoso
	RM:LC	17,65	71,55	10,85	Franco Limoso
	RS:L0	16,70	72,95	10,35	Franco Limoso
	RS:LC	16,30	72,40	11,35	Franco Limoso
	Media	17,39	71,81	10,83	
	Des. Est.	1,16	1,13	0,41	
III	RM:L0	16,90	73,35	9,75	Franco Limoso
	RM:LC	18,10	72,00	9,95	Franco Limoso
	RS:L0	27,45	64,35	8,25	Franco Limoso
	RS:LC	24,90	66,15	8,95	Franco Limoso
	Media	21,84	68,96	9,23	
	Des. Est.	5,14	4,38	0,78	
IV	RM:L0	19,90	71,35	8,80	Franco Limoso
	RM:LC	22,10	69,30	8,65	Franco Limoso
	RS:L0	28,65	62,75	8,60	Franco Limoso
	RS:LC	24,35	66,45	9,15	Franco Limoso
	Media	23,75	67,46	8,80	
	Des. Est.	3,74	3,73	0,25	

Tabla 5: Clase textural y valores promedios de arena, limo y arcilla, para la profundidad de 0 a 6 cm, en cada bloque para los tratamientos raigrás – sorgo en labranza convencional (RS:LC) y en labranza cero (RS:L0) y raigrás – maíz en labranza convencional (RM:LC) y en labranza cero (RM:L0); determinados con difractor de rayo láser.

2.- Actividad del ión hidrógeno (pH)

Con el fin de hacer una caracterización más amplia del suelo de estudio también se determinó la actividad del ión hidrógeno (pH) en los horizontes superficiales del muestro realizado en mayo de 2001.

El pH medido en agua presentó un coeficiente de variación muy bajo, menor a 2 %, con un promedio para todos los tratamientos de 5,52 con un máximo de 5,68 que corresponde al tratamiento RM:L0 y un mínimo de 5,32 el cual corresponde también al mismo tratamiento (Tabla 5). Valores semejantes fueron

encontrados por Paz *et al.*, (1993) Fernández Rueda (1997) y Ulloa Guitián (2002), para la misma zona de estudio.

pH en agua	Promedio	Máximo	Mínimo	Desvío Estándar	Coefficiente de Variación
RM:L0	5.56	5.65	5.50	0.065	1.160
RM:LC	5.49	5.68	5.32	0.149	2.717
RS:L0	5.54	5.66	5.44	0.095	1.707
RS:LC	5.48	5.60	5.37	0.108	1.965
Total	5.52	5.68	5.32	0.103	1.866

Tabla 6: Estadísticos descriptivos de los datos de pH en agua, para los tratamientos raigrás - sorgo en labranza convencional (RS:LC) y en labranza cero (RS:L0) y raigrás - maíz en labranza convencional (RM:LC) y en labranza cero (RM:L0).

Según la clasificación de suelo, propuesta por el USDA (en Porta *et al.*, 1999), teniendo en cuenta el pH, los suelos son, en promedio, entre fuertemente ácido en los tratamientos con sorgo como cultivo estival y medianamente ácido en los tratamientos con maíz como cultivo de verano (Tabla 6).

Mientras que el pH medido con KCl presentó un coeficiente de variación levemente mayor, 2,716 % y como era de esperar los valores de pH obtenidos son menores que los obtenidos por el otro método. El promedio fue de 4,61 con un máximo de 4,90, que corresponde al tratamiento RS:LC y un valor mínimo de 4,41 correspondiente al tratamiento RM:LC.

pH en KCl	Promedio	Máximo	Mínimo	Desvío Estándar	Coefficiente de Variación
RM:L0	4.67	4.73	4.56	0.075	1.616
RM:LC	4.53	4.63	4.41	0.099	2.195
RS:L0	4.63	4.75	4.52	0.096	2.069
RS:LC	4.61	4.90	4.43	0.201	4.362
Total	4.61	4.90	4.41	0.125	2.716

Tabla 7: Estadísticos descriptivos de los datos de pH en KCl, para los tratamientos raigrás - sorgo en labranza convencional (RS:LC) y en labranza cero (RS:L0) y raigrás - maíz en labranza convencional (RM:LC) y en labranza cero (RM:L0).

Las diferencias entre pH (H₂O) y pH (KCl), son próximas a la unidad, lo que indica un predominio de las cargas negativas sobre las cargas positivas en la fracción coloidal.

3.- Capacidad de Intercambio Catiónico

En el Tabla 8 se pueden observar el contenido de los cationes cambio (Ca⁺⁺, Mg⁺⁺, K⁺, Na⁺, H⁺ y Al⁺⁺⁺) para el horizonte superficial, determinado a partir de las muestras tomadas en mayo de 2001.

Bloques	Trat.	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	K ⁺	Na ⁺	H ⁺	Al ⁺⁺⁺
cmol (+) kg ⁻¹							
I	RM:L0	3,54	0,39	0,41	0,17	0,54	0,22
	RM:LC	2,84	0,24	0,23	0,17	0,62	0,22
	RS:L0	2,35	0,33	0,18	0,15	0,99	0,22
	RS:LC	3,04	0,26	0,41	0,24	0,51	0,13
II	RM:L0	2,40	0,32	0,59	0,15	0,97	0,23
	RM:LC	2,84	0,24	0,31	0,20	0,82	0,23
	RS:L0	2,64	0,33	0,40	0,15	0,82	0,23
	RS:LC	3,14	0,28	0,35	0,17	0,55	0,23
III	RM:L0	3,89	0,55	0,40	0,22	0,61	0,23
	RM:LC	2,54	0,24	0,27	0,18	0,67	0,23
	RS:L0	2,07	0,32	0,27	0,20	1,03	0,22
	RS:LC	2,69	0,23	0,28	0,20	0,60	0,22
IV	RM:L0	4,69	0,45	0,73	0,13	0,36	0,08
	RM:LC	3,62	0,26	0,27	0,15	0,40	0,10
	RS:L0	4,39	0,47	0,59	0,18	0,54	0,09
	RS:LC	3,22	0,31	0,26	0,20	0,56	0,22

Tabla 8: Cationes de cambio determinadas a la profundidad de 0 - 6 cm, muestreo de mayo 2001, para los tratamientos raigrás - sorgo en labranza convencional (RS:LC) y en labranza cero (RS:L0) y raigrás - maíz en labranza convencional (RM:LC) y en labranza cero (RM:L0).

Los contenidos de calcio en el horizonte superficial oscilaron entre 2,07 y 4,62 cmol(+) kg⁻¹, de valores de Mg entre 0,23 y 0,55 cmol(+) kg⁻¹, los de potasio entre 0,18 y 0,73 cmol(+) kg⁻¹, el sodio entre 0,13 y 0,24 cmol(+) kg⁻¹, el hidrógeno entre 0,36 y 1,03 cmol(+) kg⁻¹, y por último el aluminio fluctuó entre 0,08 y 0,23 cmol(+) kg⁻¹ (Tabla 8).

Se puede apreciar que los contenidos de Ca^{++} determinados en estos suelos están por debajo de los valores, considerados óptimos (Foth and Ellis, 1997). En general los contenidos de potasio son mayores que los de magnesio, siendo esta una situación anómala para la mayoría de los suelos agrícolas, ya que el orden de los cationes intercambiables es $\text{Ca} > \text{Mg} > \text{K} > \text{Na}$ (Foth and Ellis, 1997).

En la Tabla 9 se consignan los valores de capacidad de intercambio catiónico total (T), suma de bases intercambiables (S), acidez de cambio (H), así como los porcentajes de saturación de bases (V) e instauración (I), también para el muestreo realizado en mayo de 2001 a la profundidad de 0 - 6 cm.

Bloques	Trat.	T	S	H	V	I
			cmol (+) kg^{-1}			%
I	RM:L0	5,28	4,52	0,76	85,60	14,40
	RM:LC	4,32	3,49	0,83	80,72	19,28
	RS:L0	4,22	3,01	1,22	71,18	28,82
	RS:LC	4,59	3,96	0,64	86,13	13,87
II	RM:L0	4,66	3,46	1,20	74,20	25,80
	RM:LC	4,64	3,59	1,05	77,32	22,68
	RS:L0	4,57	3,52	1,05	77,03	22,97
	RS:LC	4,71	3,94	0,77	83,63	16,37
III	RM:L0	5,89	5,06	0,84	85,81	14,19
	RM:LC	4,14	3,23	0,90	78,20	21,80
	RS:L0	4,11	2,86	1,25	69,48	30,52
	RS:LC	4,22	3,40	0,82	80,62	19,38
IV	RM:L0	6,44	6,00	0,44	93,17	6,83
	RM:LC	4,80	4,30	0,49	89,70	10,30
	RS:L0	6,26	5,63	0,62	90,02	9,98
	RS:LC	4,76	3,98	0,78	83,61	16,39

Tabla 9: CIC total (T), suma de bases de cambio (S), acidez de cambio (H), porcentaje de saturación de bases (V) y porcentaje de instauración (I); determinadas a la profundidad de 0 - 6 cm, muestreo de mayo 2001, para los tratamientos raigrás - sorgo en labranza convencional (RS:LC) y en labranza cero (RS:L0) y raigrás - maíz en labranza convencional (RM:LC) y en labranza cero (RM:L0).

La capacidad de intercambio catiónico total (T) determinada en el horizonte superficial osciló entre 4,11 y 6,44 $\text{cmol}(+)\text{kg}^{-1}$, la

suma de bases de cambio (S) entre 2,86 y 6,00 $\text{cmol}(+)\text{kg}^{-1}$, la acidez intercambiable (H) entre 0,44 y 1,25 $\text{cmol}(+)\text{kg}^{-1}$. El porcentaje de saturación presenta valores entre 69,48 % y 93,17 %, los porcentajes de instauración variaron entre 6,83 % y 30,52 %.

4.- Materia Orgánica

Los componentes orgánicos del suelo constituyen una proporción muy pequeña en relación a los componentes inorgánicos aunque estos componentes orgánicos tienen una marcada influencia sobre las propiedades del suelo, tanto físicas como químicas, y sobre el comportamiento del mismo frente al estrés producido por las alteraciones debido a las labranzas.

Tradicionalmente, en los suelos agrícolas no se le prestaba suficiente la atención al papel que cumple la materia orgánica (MO) en el suelo, por tener estos suelos menores contenidos y suponer que los fertilizantes podían desempeñar su rol, lo cual solo es cierto en cuanto al suministro de nutrientes.

En el Tabla 10 y 11 se pueden apreciar los valores de los estadísticos descriptivos para los contenidos de MO a la profundidad de 0 - 6 cm, muestreado en mayo de 2001 y octubre de 2002, respectivamente. En general se puede decir que los suelos presentan buenos contenidos en MO, independientemente del tratamiento y fecha de que se trate. El valor máximo observado (7,20 %) correspondió al tratamiento RM:L0 y el mínimo (4,34 %) al tratamiento RM:LC. Ambos valores fueron obtenidos en el muestreo realizado en mayo de 2001.

El uso que se le da al suelo tiene una marcada influencia sobre el contenido de MO, afectando sobretodo a la tasa de reposición de MO. Cuando un suelo virgen (selva, sabana, pradera natural, etc.), es alterado y utilizado para la agricultura la tasa de

turnover de la MO es modificada drásticamente, disminuyendo el aporte, ya que normalmente el volumen de MO, que puede generar un ecosistema estable es mucho mayor que los cultivos que se implantan.

<i>mayo-01</i>	<i>Promedio (%)</i>	<i>Máximo (%)</i>	<i>Mínimo (%)</i>	<i>Desvío Estándar</i>	<i>Coef. Var. (%)</i>
RM : L0	6.16	7.20	4.92	0.946	15.36
RM : LC	5.20	5.76	4.34	0.678	13.03
RS : L0	6.22	6.81	5.93	0.398	6.40
RS : LC	5.62	6.66	4.76	0.959	17.08

Tabla 10: Valores promedios, máximo, mínimo, desvío estándar y coeficiente de variación (Coef. Var.) de los tratamientos raigrás - sorgo en labranza convencional (RS:LC) y en labranza cero (RS:L0) y raigrás - maíz en labranza convencional (RM:LC) y en labranza cero (RM:L0), muestreado en mayo de 2001.

<i>octubre-02</i>	<i>Promedio (%)</i>	<i>Máximo (%)</i>	<i>Mínimo (%)</i>	<i>Desvío Estándar</i>	<i>Coef. Var. (%)</i>
RM : L0	5.88	6.85	4.46	1.013	17.25
RM : LC	5.22	5.72	4.78	0.508	9.74
RS : L0	6.56	7.10	5.41	0.774	11.81
RS : LC	5.66	5.90	5.15	0.345	6.10

Tabla 11.: Valores promedios, máximo, mínimo, desvío estándar y coeficiente de variación (Coef. Var.) de los tratamientos raigrás - sorgo en labranza convencional (RS:LC) y en labranza cero (RS:L0) y raigrás - maíz en labranza convencional (RM:LC) y en labranza cero (RM:L0), muestreado en octubre de 2002.

Otro factor a tener en cuenta es que la tasa de mineralización de la MO se ve profundamente afectada por la remoción del suelo debido principalmente a la modificación de las proporciones de O₂ y CO₂ en la atmósfera del suelo. Las labranzas al remover el suelo aumentan las concentraciones de O₂ la cual incrementa la tasa de oxidación de la MO del suelo.

Cualquier buen sistema de manejo del suelo debe aportar como mínimo la misma cantidad de MO que esta se pierde por mineralización, por lo menos para mantener el estatus de carbono orgánico en el suelo, cuando estos suelos poseen buenos contenidos de MO. En suelos degradados o con muy bajos contenidos de MO, los sistemas de manejos de suelo deben apuntar a incrementar los

contenidos de MO. Los sistemas conservacionistas de labranzas de suelo, no laboreo o labranza cero (L0), labranzas reducidas, mínimo laboreo, incrementan los contenidos de MO en el suelo, sobre todo en los horizontes superficiales. En esta experiencia se pudo comprobar esta afirmación, ya que los valores de MO obtenidos en los tratamientos que incluían sistemas de L0, son mayores que los contenidos de MO observados en los tratamientos con labranza convencional (LC), independientemente de los cultivos en los que se aplicaron estos sistemas de preparación del suelo (Gráfico 6).

Para el análisis de la varianza realizado con los datos obtenidos del muestreo de mayo de 2001, el valor de F_C fue de 1,545 siendo no significativo desde el punto de vista estadístico. Para el muestreo realizado en octubre de 2002, el valor de F_C , fue de 2,182 siendo también no significativo estadísticamente.

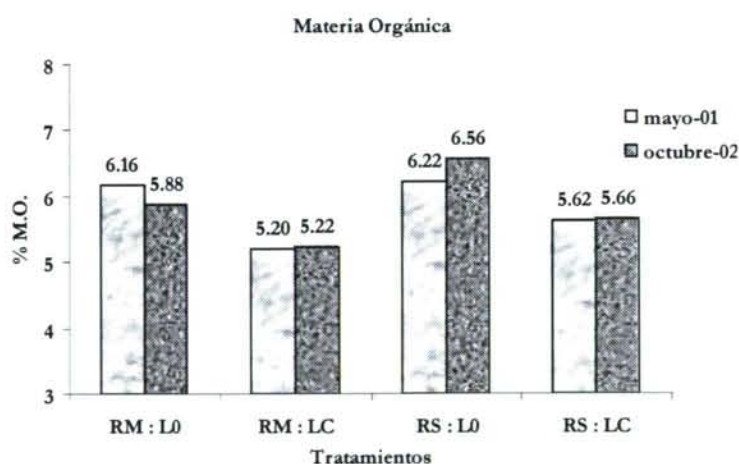


Gráfico 6: Promedio de MO para los tratamientos raigrás - sorgo en labranza convencional (RS:LC) y en labranza cero (RS:L0) y raigrás - maíz en labranza convencional (RM:LC) y en labranza cero (RM:L0). Muestreo de mayo de 2001.

Si bien no existen diferencias estadísticamente significativas, se puede apreciar una clara tendencia de incrementos de la MO en los tratamientos con L0 sobre los tratamientos con LC, en ambas fechas de muestreo (Gráfico 6). Al analizar los valores de F_C obtenidos a través del análisis de la varianza, para ambas fechas de

muestreo, se puede apreciar que el valor obtenido en octubre de 2002 es mayor que el obtenido en mayo de 2001, esto podría estar indicando que, si bien no existen diferencias estadísticamente significativas, los tratamientos tienden a ser un poco más diferentes entre si.

El tiempo transcurrido desde la instalación de las experiencias no fue suficiente como para que los sistemas de labranzas aplicados hayan tenido una influencia marcada sobre el contenido de MO del suelo, Pla Sentís (1994) menciona un mínimo de 5 años como para que los tratamientos de labranza aplicados al suelo arrojen diferencias significativas estadísticamente.

CAPÍTULO 2

CAPITULO 2

DENSIDAD DEL SUELO

La caracterización de la densidad del suelo se llevó a cabo mediante la determinación de la densidad real (ρ_s) de suelo y la densidad aparente (ρ_b).

1.- Densidad real (ρ_s)

Para establecer los valores de la densidad real se utilizó la técnica del picnómetro, realizándose cuatro determinaciones por cada muestra, siendo la profundidad estudiada de 0 - 6 cm.

La ρ_s es considerada una de las propiedades más estables dentro de las propiedades del suelo, y normalmente no se ve afectada por los tratamientos que se le pueden aplicar al suelo.

	<i>Media (Mg m⁻³)</i>	<i>Máximo (Mg m⁻³)</i>	<i>Mínimo (Mg m⁻³)</i>	<i>Des. Est.</i>	<i>Coef. Var. (%)</i>
<i>RM:L0</i>	2.599	2.634	2.543	0.032	1.22
<i>RM:LC</i>	2.604	2.645	2.563	0.033	1.26
<i>RS:L0</i>	2.595	2.620	2.570	0.019	0.73
<i>RS:LC</i>	2.600	2.647	2.555	0.027	1.05
<i>Total</i>	2.599	2.647	2.543	0.027	1.04

Tabla 1: Estadísticos descriptivos de la densidad real.

Una manera de modificar la densidad real sería con importantes y continuos aportes de materia orgánica, con lo que se lograría alguna disminución, pero nunca sería significativa. Esta es una propiedad que desde el punto de vista de la degradación del suelo, no es tan importante, ya que no se ve muy afectada, como se dijo con anterioridad. Si es importante su relación con la densidad real, ya que con ella se determina la porosidad total del suelo, y esta propiedad si es muy influida por los usos que se le pueden dar al suelo.

En la Tabla 1 se presentan los valores medios de la ρ_s para cada tratamiento, cada uno de los datos de esta tabla fue obtenido a partir de 32 determinaciones. El valor medio de 2.599 Mg m⁻³ con un máximo de 2,647 Mg m⁻³ y un mínimo de 2,543 Mg m⁻³. El coeficiente de variación presentado por la densidad real dentro de la parcela fue bajo con un valor de alrededor del 1 % (Tabla 1).

Los valores obtenidos están dentro del rango encontrados por Fernández Rueda (1997), para horizontes superficiales de suelos representativos de dos de las comarcas principales de la Comunidad Autónoma de Galicia que son “Terra Cha” (Lugo) y la zona del Complejo de Ordenes (A Coruña). Los resultados de la densidad real también concuerdan con los valores alcanzados Paz y Guerif (1993) en suelos de textura media de Galicia, que oscilaban entre 2,500 y 2,730 Mg m⁻³, para muestras con un rango de contenidos en materia orgánica de 2,00 a 13,00 %.

2.- Densidad aparente (ρ_b)

La densidad aparente (ρ_b) fue medida mediante el método del cilindro, con un cilindro de 100 cm³, las mediciones fueron realizadas en el mes de mayo de los años 2001 y en octubre de 2002.

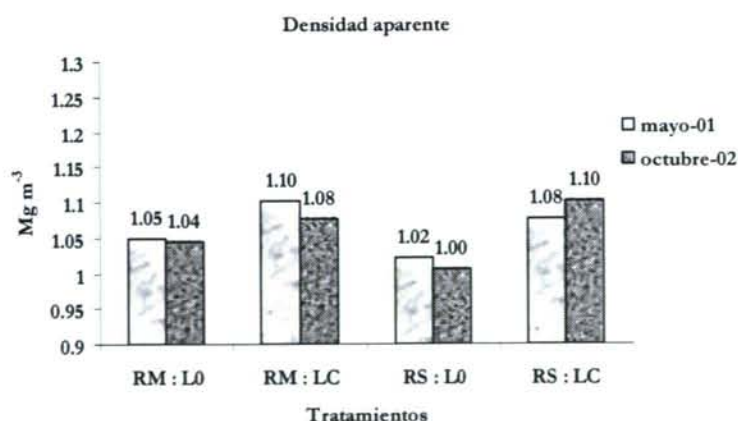


Grafico 1: la ρ_b promedio, para los cuatro tratamientos raigrás maiz con (RM:L0) y con labranza convencional (RM:LC) y raigrás sorgo con labranza cero (RS:L0) y labranza convencional (RS:LC), para los meses de mayo 01 y octubre 02.

La densidad aparente puede ser incluida dentro de un grupo mínimo de datos para ser monitoreados en función con la calidad del suelo, como indicador de la estructura y la dureza del suelo (Doran, *et al.*, 1994).

Origen de las variaciones	S. C.	G. L.	P. C.	F _C
Tratamientos	14917.14	3	4972.38	0.744
Bloques	92083.04	3	30694.35	4.592
Error	60161.06	9	6684.56	
Total	167161.25	15		

Tabla 2: Análisis de la Varianza, para ρ_b , fecha de muestreo mayo 01.

Origen de las variaciones	S. C.	G. L.	P. C.	F _C
Tratamientos	21290.31	3	7096.77	1.275
Bloques	36316.94	3	12105.65	2.175
Error	50082.56	9	5564.73	
Total	107689.81	15		

Tabla 3: Análisis de la Varianza para ρ_b , fecha de muestreo octubre 02.

Cambios en la ρ_b reflejan cambios en la estructura del suelo ya que la ρ_b esta relacionada con la porosidad total. Sin embargo la porosidad total no brinda información acerca de la continuidad de los poros, que es uno de los más importantes atributos del suelo y sus funciones asociadas (Kay *et al.*, 1990). A pesar de ello, con excepción, los suelos con arcillas expandibles, la compactación del suelo es frecuentemente medida por los incrementos de la ρ_b . La ρ_b de los suelos con arcillas expandibles dependen del contenido de agua, las comparaciones solo son válidas a un determinado valor de humedad edáfica (Baver, 1991).

La capacidad de expansión de los suelos estudiados es moderada (Paz y Guerif, 1993), lo que está en consonancia con la naturaleza de las arcillas, las cuales son predominantemente del tipo 1:1.

2.1- Efecto de los Sistemas de Labranzas

En el Gráfico 1 se puede apreciar los valores promedios de la ρ_b determinadas en de mayo de 2001 y octubre de 2002. En el gráfico se observa un valor mayor de densidad aparente en los tratamientos que incluyen un sistema de laboreo con inversión de la capa superficial del suelo, léase “labranza convencional”, en ambos cultivos. Los resultados del ANOVA se aprecian en los Tablas 2 y 3 para cada una de las fechas de muestreos.

Si bien existen diferencias, entre tratamientos, éstas no son estadísticamente significativas, pero como se mencionó en el párrafo anterior se ve una clara tendencia de valores mayores a favor de los tratamientos con labranza convencional, en detrimento de los tratamientos sin labores previos a la siembra (labranza cero). Este comportamiento se observa tanto para los tratamientos con maíz como los tratamientos con sorgo, como cultivo estival.

El hecho de que no existan diferencias significativas entre tratamientos, se debe básicamente a que el tiempo transcurrido desde el inicio de la experiencia hasta el momento de los muestreos no fue suficiente como para que una propiedad como la densidad aparente se vea afectada de manera reveladora. En general se puede afirmar que, para que los diferentes usos del suelo afecten a las propiedades físicas, entre ellas la ρ_b , de manera evidente deben pasar al menos unos cinco años de laboreos (Pla Sentís, 1994).

En los sistemas de labranzas convencionales que incluyen el laboreo del suelo, las condiciones de humedad del suelo juegan un papel fundamental a la hora de efectuar las labores y del efecto que pueden tener éstas sobre las propiedades físicas del suelo. Cuando se transita y trabaja sobre un suelo que se encuentra con un alto contenido de humedad, por encima del punto límite de friabilidad o cerca del límite plástico, se puede producir en él, un efecto de

“consolidación en húmedo” (Baver, 1991), aumentando la densidad del suelo por reacomodación de las partículas. En cambio si las condiciones de humedad son las óptimas, alrededor del límite de friabilidad el efecto de las labranzas es el contrario, el suelo se desmenuza fácilmente, lográndose condiciones óptimas para las posteriores pasadas de herramientas. Al trabajar dentro de los límites de humedad óptimos, uno de los efectos principales es la reducción del número de veces que se debe pasar por encima del suelo para lograr las condiciones físicas deseadas, al disminuir la cantidad de pasadas también se reduce el efecto de compactación que producen las maquinarias.

En general se puede decir que, una de las razones por las cuales no existen diferencias significativas entre tratamientos al cabo de los años de estudio, es porque las condiciones de humedad del suelo al momento de realizar los trabajos eran óptimas o por lo menos muy cerca de ésta.

2.2.- Efecto del tipo de cultivo

Teniendo en cuenta la especie vegetal cultivada, tenemos que comparar solamente en relación con el cultivo estival, ya que el cultivo de invierno era siempre el mismo, raigrás italiano.

Desde este punto de vista, tampoco existen diferencias significativas estadísticamente, aunque también se puede apreciar una leve tendencia de disminución de la densidad aparente a favor de los tratamientos que incluyen sorgo. Este efecto puede ser debido a que el sorgo era sembrado como un cultivo compacto y el maíz como cultivo de escarda.

Si bien los sistemas de desarrollo de raíces de ambas especies son similares, en cabellera, el tipo de siembra no lo es. Una especie es sembrada en líneas o cultivo de escarda, el maíz y la otra se siembra al voleo o cultivo compacto, el sorgo, hace que existan

diferencias en el número de plantas por unidad de superficie y que sea mayor en el sorgo que en el maíz. Al haber más plantas de sorgo por superficie que de maíz, existe un mayor aporte de materia orgánica por parte de las raíces del primer cultivo en relación con el segundo. Este efecto hace que la densidad aparente en los tratamientos que incluyen el sorgo sea menor que en los otros tratamientos que incluyen maíz.

También se podría explicar el hecho de que no existan diferencias significativas entre tratamientos ya que el aporte de materia orgánica por parte de los cultivos, tanto de labranza convencional como labranza cero, es muy bajo y solo se limita a la contribución que realizan las raíces, ya que la parte superior, en su totalidad es cosechada, porque no se debe olvidar que el objetivo de estos cultivos es la cosecha de materia verde para ser utilizado como forraje.

En general la mayor parte de los aportes de materia orgánica por parte de un cultivo lo da la parte aérea, y en los tratamientos que se utilizaron en esta tesis, esta parte aérea era cosechada, así que estos aportes no eran realizados y el volumen de materia orgánica aportada en forma de rastrojo era muy pequeña y se limitaba solamente a la parte radical de los cultivos utilizados, tanto en invierno como en las estaciones de primavera y verano.

3.- Relación entre MO y la densidad del suelo

Los contenidos de materia orgánica afectan tanto a la densidad real como a la densidad aparente. La densidad real se ve afectada debido a que la densidad de los elementos orgánicos es mucho menor que la densidad de los elementos minerales. El Gráfico 2 explica claramente este efecto, en él se puede ver que a medida que aumenta el contenido del CO del suelo la densidad de

partículas tiende a descender. En este gráfico se observa la correlación entre la densidad real y el CO total, obtenidos a partir de las muestras tomadas en mayo de 2001.

Los valores de densidad real, son levemente bajos en relación con el valor de $2,65 \text{ Mg m}^{-3}$, que se toma como constante de la densidad real para la mayoría de los suelos agrícolas, y estaría explicado básicamente por los contenidos de CO que estos suelos poseen, ya que el coeficiente de correlación (r) obtenido entre CO y la ρ_s es de 0,74 (Gráfico 2), siendo altamente significativos ($P < 0,01$).

Paz y Guerif (1993), observaron una relación entre CO ligado y la ρ_s similar, con un valor de correlación de 0,78, siendo altamente significativo ($P < 0,01$).

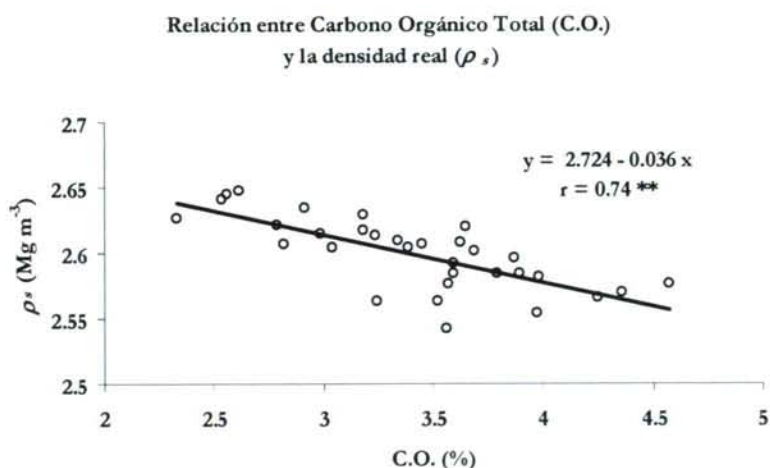


Gráfico 2: Relación entre el contenido de Carbono Orgánico Total (C.O.) y la densidad real (ρ_s). $n = 32$. ** Valor significativo con $P > 0,01$.

Por otro lado, es bien conocida la influencia que la MO tiene sobre la agregación del suelo (Baver, 1991). El grado en que las partículas más finas están agregadas tiene una estrecha correlación con el porcentaje de carbono orgánico del suelo. Las arcillas y los coloides orgánicos causan la mayor parte de la agregación del

suelo. Estos efectos beneficiosos sobre la agregación del suelo son la resultante de la actividad conjunta de los microorganismos, de la fauna del suelo y la vegetación.

Una de las maneras de interpretar esto es a través de la relación entre los contenidos de CO y la densidad del suelo. El efecto de reducción de la densidad por parte de la MO, viene dado de varias maneras. Por un lado como agente ligando entre las partículas, lo cual favorece la agregación y por lo tanto aumenta la porosidad estructural, y de esta manera disminuye la densidad. Por otra parte, ya se mencionó el efecto que tienen los materiales orgánicos sobre la densidad real.

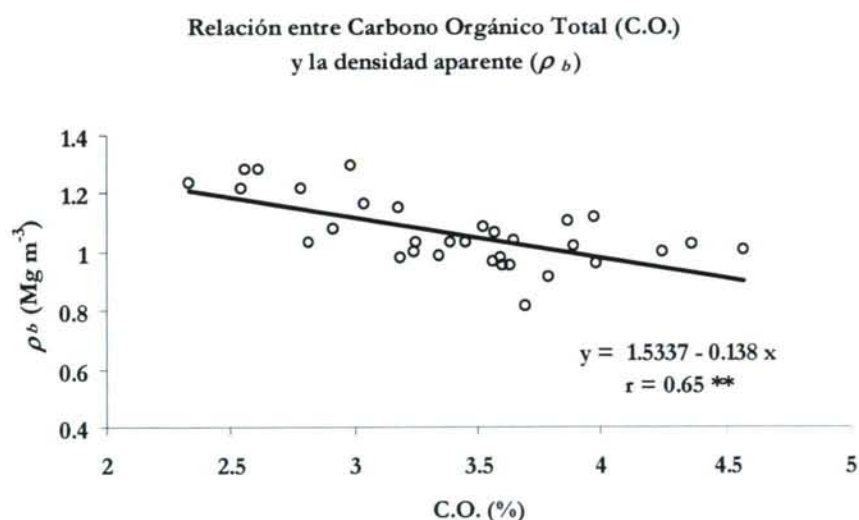


Gráfico 3: Relación entre el contenido de Carbono Orgánico Total (C.O.) y la densidad aparente (ρ_b). $n = 32$. ** Valor significativo con $P > 0,01$.

En el Gráfico 3 se puede apreciar la relación entre la ρ_b y el CO determinados a partir de las muestras tomadas en mayo de 2001. El valor de r (coeficiente de correlación) entre la densidad aparente y el contenido de CO total, obtenido a partir de 32 muestras, es de 0,65, siendo altamente significativo desde el punto de vista estadístico ($P < 0,01$).

El signo negativo de la constante " b ", para ambas ecuaciones de regresión, da la idea de que a medida que el contenido de CO aumenta en el suelo la densidad, tanto de partículas como la aparente, tienden a disminuir.

CAPÍTULO 3

CAPITULO 3

LA POROSIDAD DEL SUELO

La porosidad fue determinada de dos maneras diferentes, por un lado se determinó a partir de las determinaciones de la densidad real (ρ_s) y la densidad aparente (ρ_b) y por otro lado se utilizó la técnica de intrusión de mercurio, la cual tiene la ventaja de dar como resultado una distribución de tamaños de poros.

Por ello, en primer lugar se analizará las repercusiones que tienen los distintos tratamientos aplicados al suelo sobre la porosidad total determinada, teniendo en cuenta los valores de ρ_s y ρ_b y a continuación se completará el análisis de la distribución de tamaños de poros a partir de los datos obtenidos por la técnica de porosimetría por intrusión de mercurio.

A partir de los datos de la distribución de tamaños de poros que se determinaron por intrusión de Hg, se realizó un análisis aplicando conceptos de la geometría fractal.

1.- Porosidad total

El sistema poroso del suelo, es esencial por diversas razones: permite el almacenamiento de agua, así como el flujo de agua, soluto y gases, controla la resistencia mecánica a la penetración y la consistencia y es la sede de la actividad biológica. El espacio poroso del suelo viene dado por la disposición relativa de las partículas sólidas y los agregados, de modo que es complementario de la fase sólida. Tanto el espacio poroso como los agregados pueden utilizarse para caracterizar la estructura del suelo.

Los Gráficos 1 y 2 muestran la evolución de porosidad total, teniendo en cuenta los tratamientos realizados, para mayo de 2001,

y octubre de 2002, respectivamente. Se debe aclarar que los muestreos para determinar la densidad aparente, se realizaron solo en el horizonte superior del perfil.

Se puede apreciar que existe un aumento de la porosidad total en los tratamientos que incluyen dentro de la secuencia de labores, técnicas con remoción del suelo, o sea los tratamientos con labranza convencional. Este comportamiento se aprecia en las dos fechas que se realizaron los muestreos, mayo de 2001 y octubre de 2002.

Si bien se aprecian diferencias entre los tratamientos, estas no llegan a ser significativas desde el punto de vista estadístico. Esto básicamente se debe a que, el tiempo transcurrido desde el inicio de las experiencias hasta cuando se realizaron los muestreos, son solo de tres años, y no es tiempo suficiente como para que los tratamientos aplicados puedan ejercer una influencia significativa sobre una propiedad del suelo como puede ser la porosidad total. Ya se mencionó que, para que las propiedades físicas del suelo se vean influenciadas por los tratamientos que son aplicados al suelo deben pasar por lo menos 5 años de experiencias.

Otra cuestión a tener en cuenta es que la porosidad está influenciada por los aportes de materia orgánica por parte de los cultivos, y la mayor parte de estas aportaciones se deben a la parte aérea de las plantas y esta era cosechada, ya que el objetivo de los cultivos, tanto en invierno el raigrás era para heno, como el maíz en verano, que era para silo, o sea que los incrementos de materia orgánica en el suelo, será mucho más lenta que si solo se cosechara un porcentaje de esa parte aérea.

Las pequeñas diferencias observadas entre tratamientos pueden ser debidas básicamente a dos razones diferentes. Por un lado en los tratamientos con labranza cero (L0), los aportes de materia orgánica por parte de los cultivos utilizados y las malezas

que son tratadas con herbicidas, se acumulan en la superficie y este efecto hace que la porosidad disminuya, por otro en los tratamientos que incluyen labranza convencional (LC), la superficie del suelo sin cobertura vegetal y al producirse las lluvias estas producen la desagregación del suelo por efecto del impacto de las gotas de lluvias y una posterior reorganización de las partículas, con lo cual produce un encostramiento de la superficie (Taboada Castro, 2001; Vidal Vázquez, 2002), el cual está caracterizado por su baja porosidad.

Por el contrario los tratamientos con L0, aparte del aporte de materia orgánica, los rastrojos dejados por el cultivo predecesor hace las veces de protección del impacto de las gotas de lluvias sobre la superficie del suelo, lo cual reduce la desagregación de los agregados de la superficie, disminuyendo de esta manera la formación de la costra superficial.

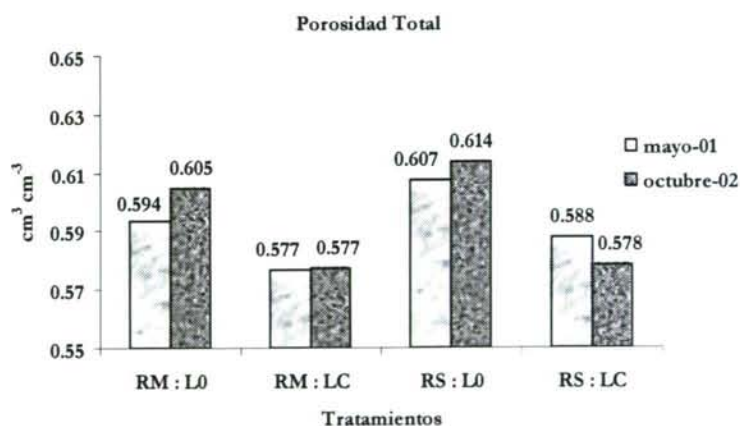


Gráfico 1: porosidad total promedio, muestreos de mayo/01 y octubre de 2002, para los tratamientos raigrás maíz con labranza cero (RM:L0) y con labranza convencional (RM:LC) y raigrás sorgo con labranza cero (RS:L0) y con labranza convencional (RS:LC).

En todo caso, si bien existe una disminución de la porosidad total en los tratamientos con labranza convencional, esta disminución no llega a afectar el crecimiento de las raíces, ya que para que la disminución de la porosidad del suelo afecte al

crecimiento de las raíces, esta disminución debe ser por debajo de 0,1, o expresado en porcentaje sería menor a 10 % (Cameron and Buchan, 2002).

Para evaluar correctamente el efecto de la porosidad sobre el crecimiento de raíces, se deberían haber estudiado el comportamiento de las raíces de los cultivos utilizados. Cada especie tiene comportamientos diferentes en cuanto a su desarrollo radical, mientras que algunas especies son muy sensibles a la disminución del espacio poroso del suelo, otras son más resistentes.

2.- Distribución de tamaños de poros

Para la mayor parte de los procesos que ocurren en el suelo, no solo es importante la porosidad total, sino también la distribución de tamaños de poros. El diámetro equivalente de los poros del suelo puede oscilar entre 10^{-2} y 10^{-8} m, es decir en seis órdenes diferentes de magnitud. La distribución de tamaños de poros del suelo se clasifica atendiendo a propiedades hidráulicas o a características micro morfológicas. Actualmente se pueden utilizar diferentes métodos de medida de la distribución de tamaños de poros, pero ninguno de ellos proporciona resultados para todo el rango de tamaños que se encuentran en el suelo. La técnica más frecuente mente utilizada para medir la distribución de tamaños de poros del suelo es la determinación de la curva característica de humedad. Otras técnicas disponibles son porosimetría de intrusión de Hg, análisis de imágenes, tomografía de rayos X y también la determinación de la superficie específica por técnicas como la adsorción del vapor de agua. (Fiès, 1984; Fiès and Bruand, 1990; Paz and Benito, 1992; Bruand *et al.*, 1993; Pini *et al.*, 1993; Pachepsky *et al.*, 1995; Fernández Rueda, 1997; Rogasik *et al.*, 1999).

Para evaluar la distribución de tamaños de poros se han desarrollado distintos tipos de aproximaciones o procedimientos, así por ejemplo han sido frecuentes los análisis estadísticos del sistema poroso basados en la hipótesis de que la porosidad total podía ser dividida en distintos compartimentos (Childs, 1969; Stengel, 1981; Fiès, 1984; Pini *et al.*, 1993).

Para determinar la distribución de tamaños de poros por intrusión de mercurio (Hg), se utilizaron las muestras de la capa superior del perfil, muestreados a las profundidades de 0 a 6 cm. Para el análisis solo se utilizaron las muestras número 1, tomadas en los Bloques I y III y están representadas en los gráficos 4 al 11. En estas figuras se representa, por un lado, el volumen acumulado de mercurio (Hg) inyectado en función del tamaño de poro y, por otro, se muestra la pendiente de la curva anterior, es decir, la distribución de frecuencias del mercurio (Hg) que entra en los poros en cada entorno de tamaño.

Las ocho muestras analizadas presentan un comportamiento bimodal, con respecto a la curva del volumen acumulado, presentando dos puntos de inflexión, los cuales se encuentran en torno al 10 μm de diámetro de poro.

Este comportamiento puede ser debido a que los diámetros de poros superiores a los 10 μm , se corresponde a los poros que delimitan unidades estructurales o agregados de tamaño milimétricos, que son más grandes y por lo tanto son llenados en primera instancia. Luego son llenados los poros que se encuentran dentro de cada agregado de dimensiones milimétricas.

Por tanto la escala de tamaño que se utiliza para las determinaciones de la distribución del tamaño de poros por intrusión de Hg, es el resultado de la superposición de dos niveles de organización, por un lado, una organización textural, que depende principalmente de la distribución del tamaño de las

partículas elementales del suelo (arena, limo y arcilla), y por otro, el nivel de organización estructural, el cual está más relacionado con factores externos, tales como las labranzas, efecto de raíces de las plantas y el clima, principalmente las precipitaciones, los cuales modifican la estructura del suelo con mayor facilidad. El nivel estructural vendría representado por un número limitado de agregados de 2 a 3 mm que se asocian para formar el agregado de tamaño centimétrico, que fue utilizado para las determinaciones experimentales.

En las ocho muestras estudiadas la fase principal de entrada de Hg está caracterizada por una distribución de frecuencias con un máximo en el intervalo de diámetros equivalentes entre 1 y 2 μm . Fernández Rueda (1997), utilizando agregados de 2 a 3 mm de diámetros, que se suponen representativos de la escala textural, también encontró que el máximo de entrada de Hg correspondía a la misma escala, en suelos de textura media. Sin embargo, en suelos de textura gruesa, Paz y Benito (1992) y Fernández Rueda (1997), encontraron que el máximo de entrada de Hg, a escala textural, se encontraba próximo a las 10 μm de diámetro equivalente.

Uno de los principales inconvenientes que presenta la técnica de porosimetría por intrusión de Hg es el tamaño de las muestras que se analizan, ya que solo se pueden realizar determinaciones en pequeñas muestras de suelo, y por la representatividad de la porosidad puede ser puesta en duda. Los tamaños máximos que se utilizan en estas determinaciones varían con el modelo del aparato utilizado y con el tamaño del dilatómetro, pero en general se puede decir que el tamaño de los agregados no supera los 2 a 3 cm de diámetro. Además que cuanta más pequeña es la muestra, la densidad aparente aumenta, ya que se va eliminando los poros de mayor diámetro.

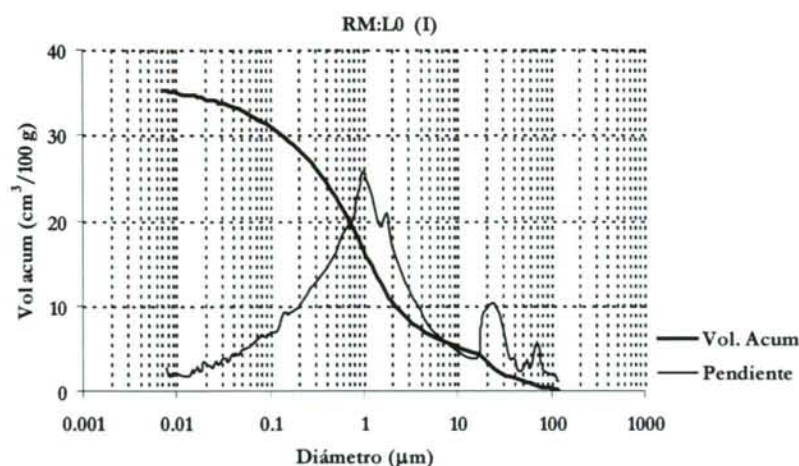


Gráfico 4: Curvas de intrusión de Hg y pendiente de la misma para el tratamiento raigrás maíz en labranza cero (RM:L0) del Bloque I.

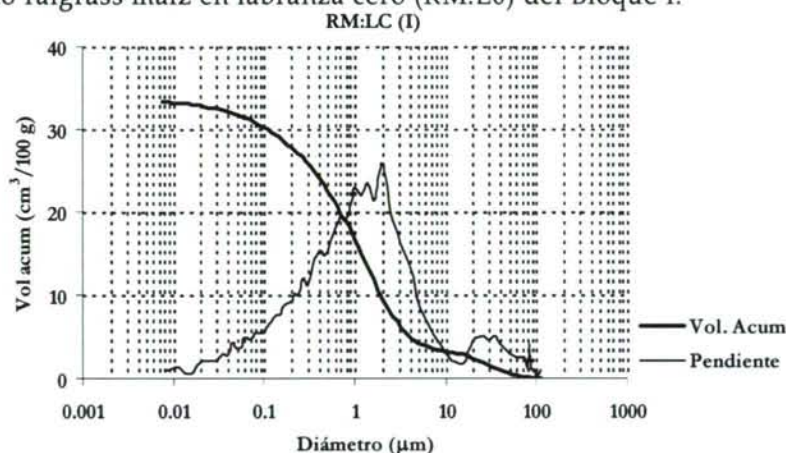


Gráfico 5: Curvas de intrusión de Hg y pendiente de la misma para el tratamiento raigrás maíz en labranza convencional (RM:LC), del Bloque I.

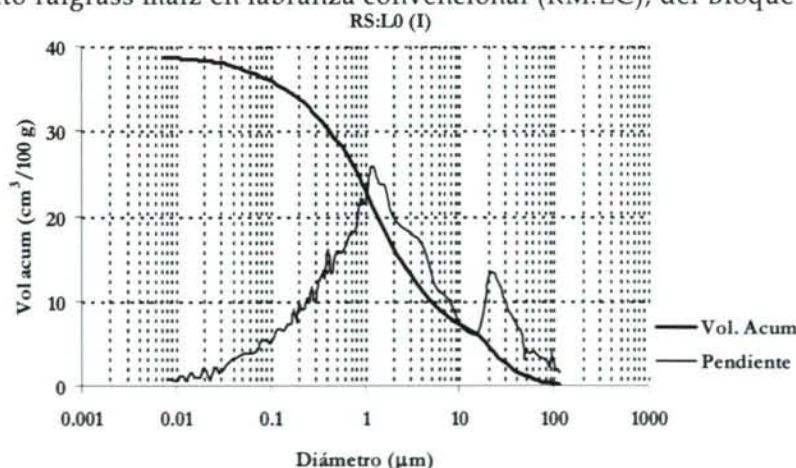


Gráfico 6: Curvas de intrusión de Hg y pendiente de la misma para el tratamiento raigrás sorgo en labranza cero (RS:L0), del Bloque I.

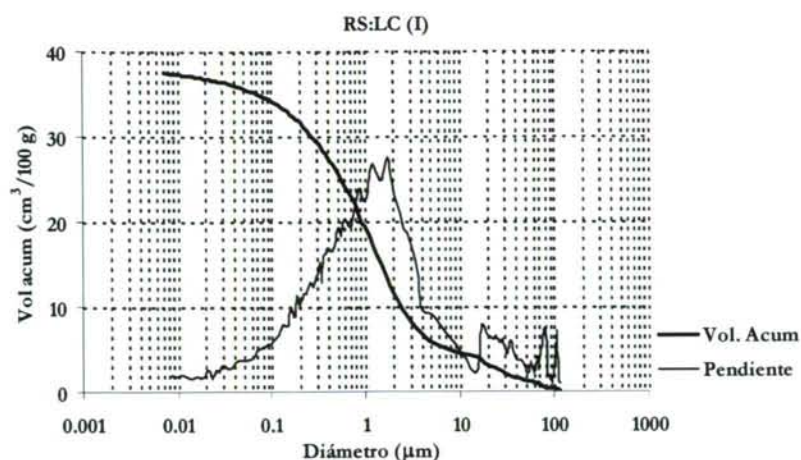


Gráfico 7: Curvas de intrusión de Hg y pendiente de la misma para el tratamiento raigrás sorgo en labranza convencional (RS:LC), del Bloque I.

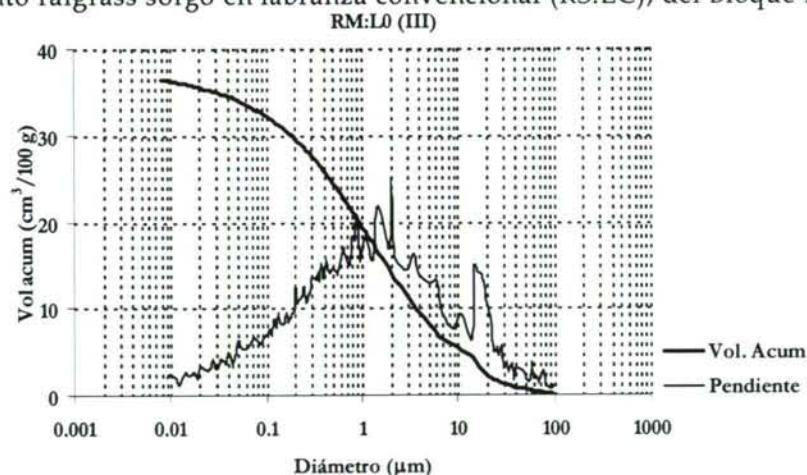


Gráfico 8: Curvas de intrusión de Hg y pendiente de la misma para el tratamiento raigrás maíz en labranza cero (RM:L0), del Bloque III.

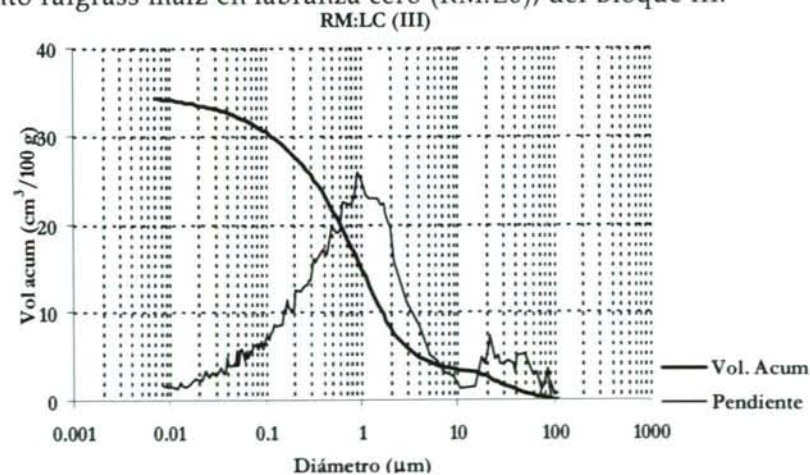


Gráfico 9: Curvas de intrusión de Hg y pendiente de la misma para el tratamiento raigrás maíz en labranza convencional (RM:LC), del Bloque III.

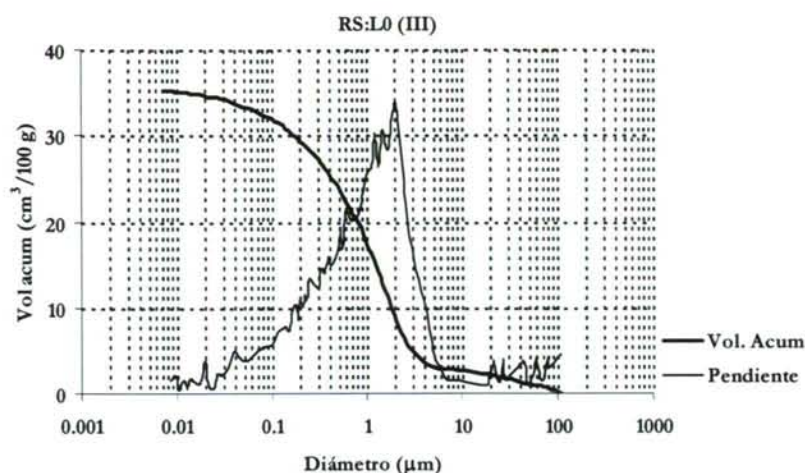


Gráfico 10: Curvas de intrusión de Hg y pendiente de la misma para el tratamiento raigrás sorgo en labranza cero (RS:L0), del Bloque III.

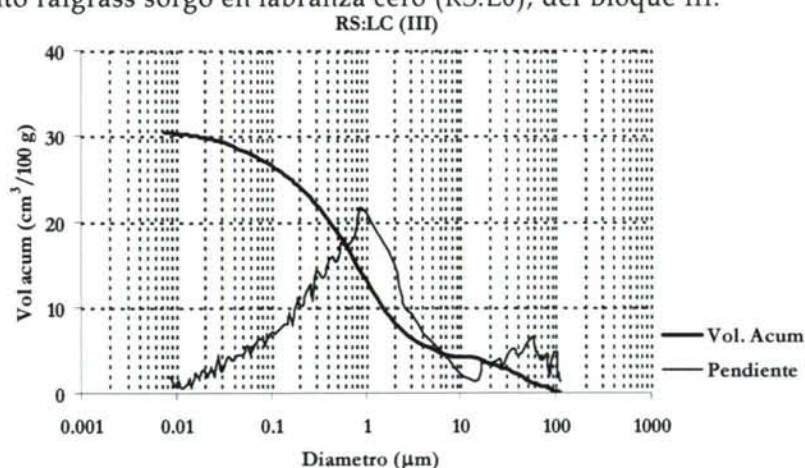


Gráfico 11: Curvas de intrusión de Hg y pendiente de la misma para el tratamiento raigrás sorgo en labranza convencional (RS:LC), del Bloque III.

3.- Clasificación de la porosidad

A partir de los datos de la distribución de los tamaños de poros determinada con la porosimetría de intrusión de mercurio (Hg), se clasificaron los poros según el enfoque propuesto por Greenland (1977).

En el Tabla 1 se presentan los valores del volumen poroso ocupado por el mercurio (Hg), agrupando los poros según la clasificación propuesta por Greenland (1977), el cual diferencia

entre poros de transmisión (> 50 mm), de almacenamiento ($50 - 0,5$ mm) y poros residuales ($< 0,5$ mm).

Como se aprecia en el Tabla 1, la porosidad responsable del almacenamiento de agua es, sin duda, mucho más importante que los otros dos grupos de tamaño de poros, los de transmisión y el residual. Los valores de la porosidad de almacenamiento oscilan entre $17,17 \text{ cm}^3 \text{ 100 g}^{-1}$, para el tratamiento RS:LC del Bloque III y $27,78 \text{ cm}^3 \text{ 100 g}^{-1}$, que corresponde al tratamiento RS:L0 del Bloque I.

	RM:L0		RM:LC		RS:L0		RS:LC	
	I	III	I	III	I	III	I	III
Poros > 50 ($\text{cm}^3/\text{100 g}$)	1.210	0.618	0.647	0.717	1.165	1.156	1.252	1.506
Poros $50 - 0,5$ ($\text{cm}^3/\text{100 g}$)	21.618	23.830	22.002	20.886	27.776	22.745	24.570	17.172
Poros $< 0,5$ ($\text{cm}^3/\text{100 g}$)	13.586	12.633	11.306	13.330	10.892	12.487	12.922	13.266

Tabla 1: Volumen ocupado por el Hg expresado en $\text{cm}^3/\text{100 g}$, agrupando los poros según Geenland (1977), para cada tratamiento.

Estos resultados concuerdan con los datos obtenidos por Paz y Benito (1992) en suelos de cultivos de la Provincia de Lugo (España) y por Fernández Rueda (1997) en suelos destinados a cultivos y praderas en diferentes zonas de la CC.AA. de Galicia (España).

En los Gráficos 12, 13 y 14 se pueden apreciar el efecto de los diferentes tratamientos sobre los poros de transmisión, almacenamiento y poros residuales, respectivamente. Comparando el Gráfico 1, en el cual se relaciona la porosidad total con los tratamientos y los Gráficos 12, 13 y 14, se puede ver que los tratamientos utilizados en esta experiencia afectan en mayor medida a la porosidad de almacenamiento, ya que esta tiene un comportamiento similar al de la porosidad total.

El volumen que ocupan los poros de transmisión es pequeño debido a que el tamaño de los agregados utilizados para las

determinaciones de la distribución de tamaños de poros por intrusión de Hg, era de alrededor 0,5 cm y a ese tamaño de agregados la mayor parte de la porosidad intra-agregados, responsable de la porosidad de transmisión, ha sido eliminada.

Los poros residuales también ocupan un pequeño volumen en relación con la porosidad de almacenamiento, ya que estos están relacionados al contenido de arcilla, y el suelo de estudio presenta un contenido en arcilla bajo (Ver Capítulo 1 de Discusión de los Resultado), siendo la textura que presenta este suelo Franca.

Teniendo en cuenta este tipo de metodología de estudio de la distribución de tamaños de poros, se puede admitir que el efecto que los tratamientos pudieron tener sobre los poros, tanto de transmisión, almacenamiento como, los poros residuales, puede quedar enmascarado por la aleatoriedad en la elección del agregado a ser analizado. Para eliminar este efecto se recomienda dos procedimientos, por un lado aumentar el tamaño de las muestras, por lo menos hasta 2 cm, o sino aumentar el número de repeticiones para cada tratamiento.

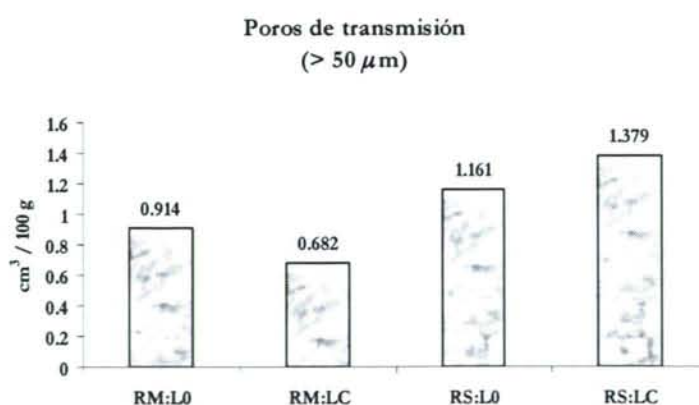


Gráfico 12: Influencia de los tratamientos raigrás maíz con (RM:L0) y con labranza convencional (RM:LC) y raigrás sorgo con labranza cero (RS:L0) y labranza convencional (RS:LC) sobre los poros de transmisión ($> 50 \mu\text{m}$).

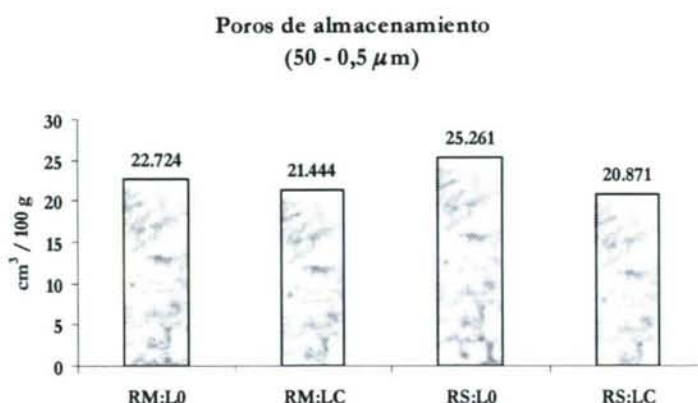


Gráfico 13: Influencia de los tratamientos raigrás maíz con (RM:L0) y con labranza convencional (RM:LC) y raigrás sorgo con labranza cero (RS:L0) y labranza convencional (RS:LC) sobre los poros de almacenamiento (50-0,5 μm).

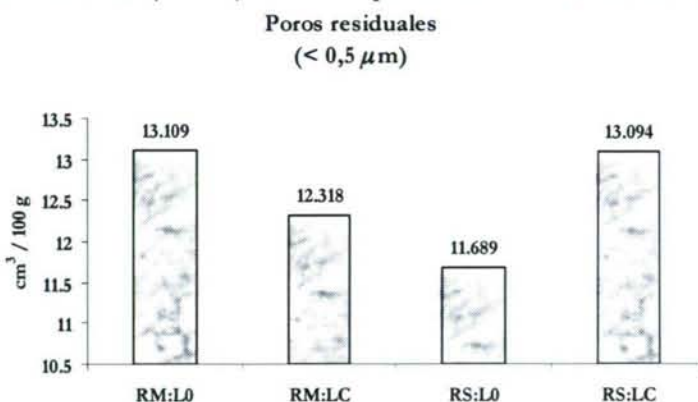


Gráfico 14: Influencia de los tratamientos raigrás maíz con (RM:L0) y con labranza convencional (RM:LC) y raigrás sorgo con labranza cero (RS:L0) y labranza convencional (RS:LC) sobre los poros residuales (< a 0,5 μm).

4.- Dimensión Fractal

En la última década se ha prestado particular atención al estudio del efecto de los sistemas de laboreo en la estructura y otras propiedades físicas del suelo empleando conceptos de la geometría fractal (Perfect and Kay, 1995; Anderson *et al.*, 1998; Baveye *et al.*, 1998; Pachepsky *et al.*, 2000). Dado que el suelo es un material poroso, se admite que puede ser caracterizado a partir su masa (m), su sistema poroso (p) y la interfase sólido poro (s). Como consecuencia se han desarrollado distintos modelos fractales que

permiten evaluar la dimensión fractal (D_m), del sistema poroso (D_p) y de la interfase sólido poro (D_s).

El análisis del sistema poroso y la distribución del tamaño de poro es probablemente, dentro de la física del suelo, el campo en que los fractales se han usado con mayor frecuencia (Ahl and Niemeyer, 1989; Rieu and Sposito, 1991 a, b; Bartoli *et al.*, 1992; Hallet *et al.*, 1998; Rieu and Perrier, 1998; Bartoli *et al.*, 1998; Perrier *et al.*, 1999; Perrier and Bird, 2003). La dimensión fractal ha sido evaluada a partir de curvas características de humedad (Toledo *et al.*, 1990; Crawford *et al.*, 1995; Perfect, 1999), porosimetría de intrusión de Hg (Bartoli *et al.*, 1991; Pachepsky *et al.*, 1995), isotermas de adsorción de agua (Sokolowska *et al.*, 1997; Haynos *et al.*, 2000), análisis de imágenes (Pachepsky *et al.*, 1996a, Dathe *et al.*, 2001) y también con frecuencia usando dos o mas de estas técnicas (Bartoli *et al.*, 1991; Gomendy *et al.*, 1999; Bartoli *et al.*, 1999; Sokolowska and Sokolowsky, 1999).

El sistema de laboreo modifica las características físicas del suelo y la estructura del mismo, por tanto puede tener consecuencias sobre la dimensión fractal del sistema poroso. No obstante hay que tener en cuenta que los datos de porosimetría de Hg de agregados centimétricos, pueden presentar una gran variabilidad. A continuación se presentan los resultados de la dimensiones fractales D_m y D_s obtenidas a partir de las curvas de intrusión de Hg.

4.1- Dimensión Fractal de la fase sólida (D_m)

La dimensión fractal de la masa fue determinada a partir de una gráfica doble logarítmica de los diámetros de poros en μm (en el eje x) y el primer término de la ecuación (4) presentada en el Capítulo 4 de Materiales y Métodos en el eje y (Gráficos 15 a 22).

Los Gráficos 15 a 22 presentan el ajuste lineal en un gráfico doble logarítmico para la determinación de la dimensión fractal de la masa (D_m). Como se puede apreciar en todos los casos, se presenta un punto de inflexión alrededor de $3 \mu\text{m}$, dando de esta manera dimensiones fractales diferentes a rango de escalas distintas.

Tratamientos	Bloques	Dimensión Fractal de la masa			
		D_{m1}	Error	D_{m2}	Error
RM:L0	I	2,8611	0,004	2,96981	0,0011
RM:LC	I	2,8434	0,002	2,97584	0,0014
RS:L0	I	2,8520	0,002	2,95486	0,0021
RS:LC	I	2,8414	0,002	2,97292	0,0007
RM:L0	III	2,8768	0,0005	2,95946	0,0022
RM:LC	III	2,8429	0,0023	2,9783	0,0005
RS:L0	III	2,8172	0,0024	2,98536	0,0006
RS:LC	III	2,8772	0,0029	2,97459	0,0006
Media		2,8515		2,9714	
Máxima		2,8772		2,9853	
Mínima		2,8172		2,9549	
Desv. Est.		0,0200		0,0099	
Coef. Var.		0,70 %		0,33 %	

Tabla 1: Valores de la dimensión fractal de la masa para los rangos de diámetro de poro entre $0,3$ y $3 \mu\text{m}$ (D_{m1}) y mayor a $3 \mu\text{m}$ (D_{m2})

Los valores de la dimensión fractal de la fase sólida (D_m) se muestran en el Tabla 1. La dimensión fractal de la masa fue determinada entre dos rangos de diámetros de poros, el primer rango comprendido entre $0,3$ y $3 \mu\text{m}$, el cual se la denominó D_{m1} y el segundo rango comprende a los radios de diámetros equivalentes mayores a $3 \mu\text{m}$, el cual se lo denominó D_{m2} .

Como se puede apreciar en el Tabla 1, la dimensión fractal de la masa (D_m), presenta un comportamiento bimodal, en el que

presenta dos regiones bien definida, diámetros de poros, con un comportamiento fractal. La primera región comprende a los poros con un diámetro equivalente de entre 0,3 y 3 μm , la cual se la denominó D_{m1} , y la otra región comprende a los poros con un diámetro equivalente mayores a 3 μm .

En el Tabla 1 se aprecia que los valores de la D_{m1} , son menores que los valores D_{m2} , para todos los casos. El rango de valores para D_{m1} tiene como mínimo a 2,817 y un máximo de 2,877 con una media de 2,851. La D_{m2} posee como máximo a 2,985, media de 2,971 y un valor mínimo de 2,954. La desviación estándar en ambos casos presenta valores bajos, con 0,02 para D_{m1} y 0,01 para D_{m2} .

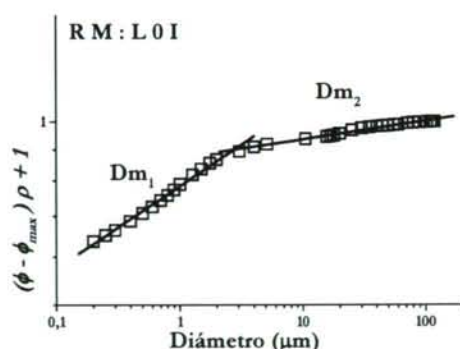


Gráfico 15: Ajuste lineal para determinar D_{m1} y D_{m2} , en la parcela RM:L0 I.

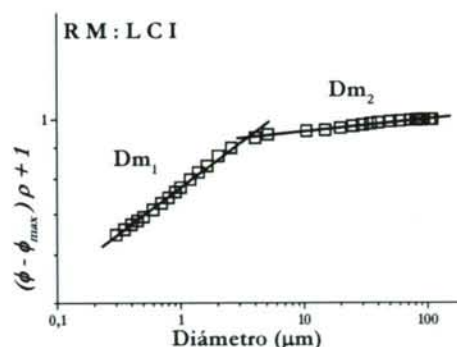


Gráfico 16: Ajuste lineal para determinar D_{m1} y D_{m2} , en la parcela RM:LC I.

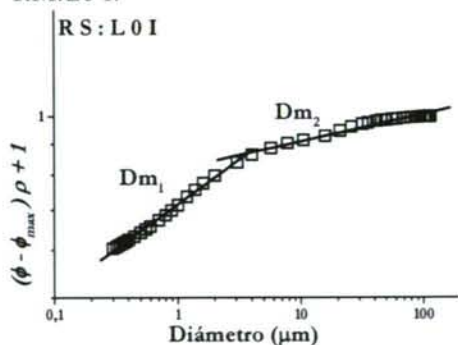


Gráfico 17: Ajuste lineal para determinar D_{m1} y D_{m2} , en la parcela RS:L0 I.

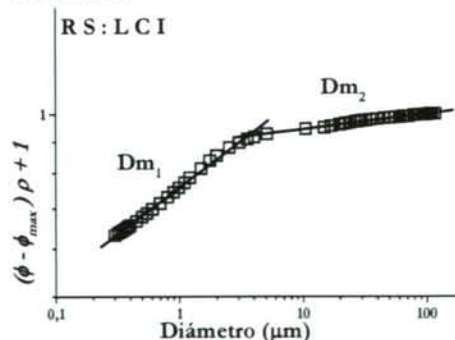


Gráfico 18: Ajuste lineal para determinar D_{m1} y D_{m2} , en la parcela RS:LC I.

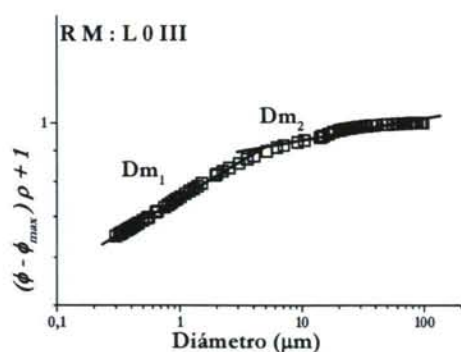


Gráfico 19: Ajuste lineal para determinar D_{m1} y D_{m2} , en la parcela RM:L0 III.

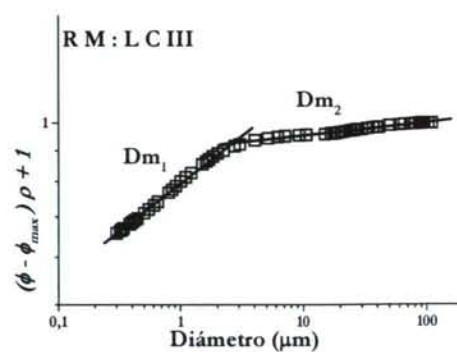


Gráfico 20: Ajuste lineal para determinar D_{m1} y D_{m2} , en la parcela RM:LC III.

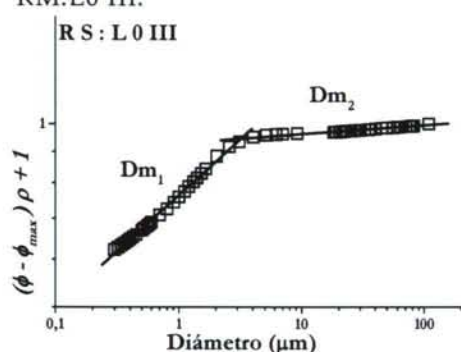


Gráfico 21: Ajuste lineal para determinar D_{m1} y D_{m2} , en la parcela RS:L0 III.

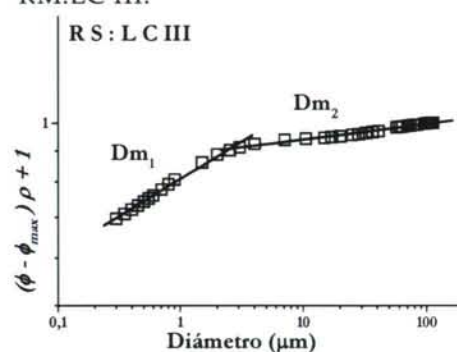


Gráfico 22: Ajuste lineal para determinar D_{m1} y D_{m2} , en la parcela RS:LC III.

De los resultados anteriores se obtiene que los poros de mayores dimensiones, mayores que $3 \mu\text{m}$, presentan una pendiente próxima a cero, en una representación doble logarítmica. Por el contrario el segmento lineal que corresponde a los poros con diámetros equivalentes menores a $3 \mu\text{m}$, tienen una pendiente mas elevada, de lo que resulta un valor de dimensión fractal (D_{m1}), comprendido entre 2,817 y 2,877.

Otros autores, han podido evaluar la dimensión fractal D_m , para un rango limitado de diámetros de poros (Gomendy *et al.*, 1999), los cuales obtuvieron valores de D_m entre 2,90 y 2,95, para un rango de diámetros de poros comprendido entre 2 y $30 \mu\text{m}$, de un suelo de textura limoso. Por otra parte Vivas Miranda *et al.*, (2001), en suelos de textura arenosa de la región de Terra Cha (NW

España), encontraron dos dominios de comportamiento fractal Dm_1 y Dm_2 , el valor de diámetro equivalente límite entre ellos está alrededor de $3\mu m$. En este suelo Dm_1 oscilaba entre 2,967 y 2,990 y Dm_2 entre 2,901 y 2,963. La presencia de dos estructuras fractales, también han sido puestas de manifiesto por Pachesky *et al.*, (1996a), utilizando análisis de imágenes.

Se puede admitir que los ambos dominios de comportamiento fractal difieren en la morfología del sistema poroso. En un espacio tridimensional los poros esférico o redondeados presentan un dimensión fractal Dm igual a 3. En consecuencia se puede admitir que en el suelo de textura franca, estudiado, los poros de diámetros equivalentes superiores a $3\mu m$, son mas regulares, desde el punto de vista geométrico y los poros de diámetros inferiores presentarían más irregularidades.

4.2- Dimensión Fractal de la interfase sólido - poro (D_s)

La dimensión fractal de la interfase sólido - poro (D_s) fue obtenida como la pendiente del ajuste lineal de la ecuación (10), que se presenta en el Capítulo 4 de Materiales y Métodos, en un gráfico doble logarítmico (Gráficos 22 - 29).

En el Tabla 2 se presentan los valores de la dimensión fractal de la interfase sólido - poro (D_s). La dimensión fractal de la interfase sólido - poro, a diferencia de la Dm , solo presenta un comportamiento fractal en el rango comprendido entre 0,01 y $1,5\mu m$. El mínimo valor obtenido comprende al tratamiento RS:L0 con un valor de 2,243; siendo el máximo valor 2,503 el cual comprende al tratamiento RM:L0.

La media obtenida de la dimensión fractal de la interfase sólido - poro (D_s) fue de 2,366 con un desvío estándar de 0,085, presentando un coeficiente de variación de 3,59 %.

Tratamientos	Bloques	Dimensión Fractal de la Interfase sólido-poro	
		Ds	Error
RM:L0	I	2,465	0,014
RM:LC	I	2,307	0,027
RS:L0	I	2,243	0,023
RS:LC	I	2,372	0,013
RM:L0	III	2,503	0,012
RM:LC	III	2,377	0,011
RS:L0	III	2,306	0,029
RS:LC	III	2,354	0,028
Media		2,366	
Máximo		2,503	
Mínimo		2,243	
Desv. Est.		0,085	
Coef. Var.		3,59 %	

Tabla 2: Valores de la dimensión fractal de la interfase sólido – poro (Ds).

Por otra parte, aunque la dimensión fractal de la interfase sólido poro, Ds, se evaluó para los poros de menores dimensiones, medidos por intrusión de Hg, también se podría especular con la presencia de distintos dominios, con diferentes valores de dimensión fractal Ds en los gráficos 9 a 19.

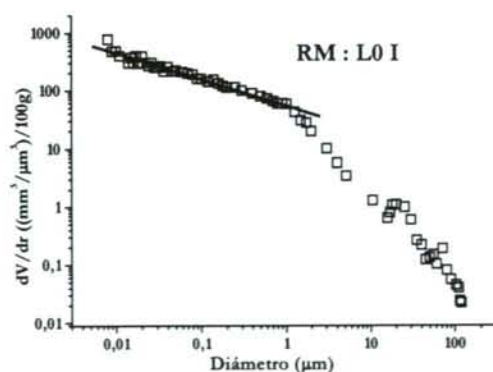


Gráfico 22: Ajuste lineal para determinar Ds, en la parcela RM:L0 I.

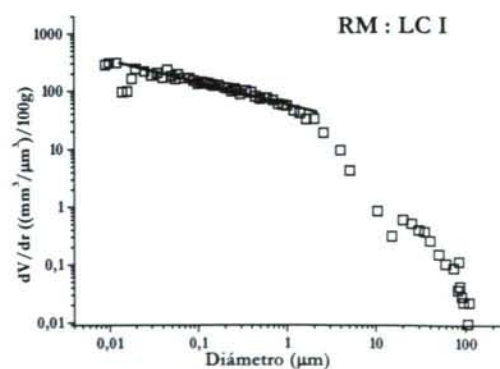


Gráfico 23: Ajuste lineal para determinar Ds, en la parcela RM:LC I.

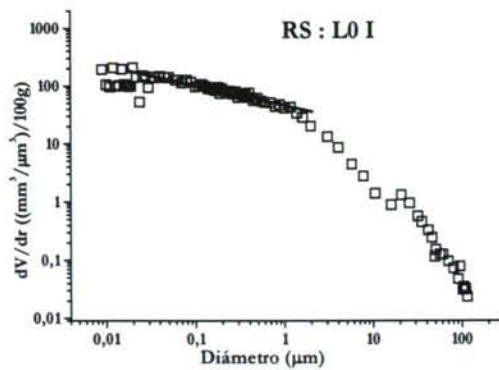


Gráfico 24: Ajuste lineal para determinar D_s , en la parcela RS:L0 I.

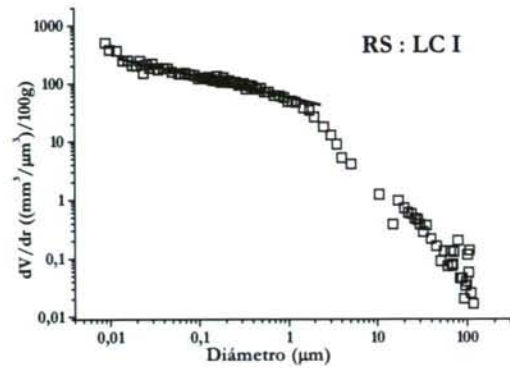


Gráfico 25: Ajuste lineal para determinar D_s , en la parcela RS:LC I.

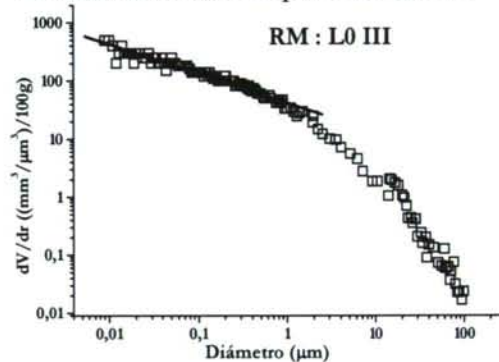


Gráfico 26: Ajuste lineal para determinar D_s , en la parcela RM:L0 III.

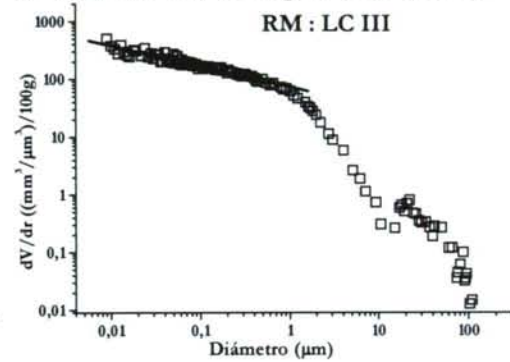


Gráfico 27: Ajuste lineal para determinar D_s , en la parcela RM:LC III.

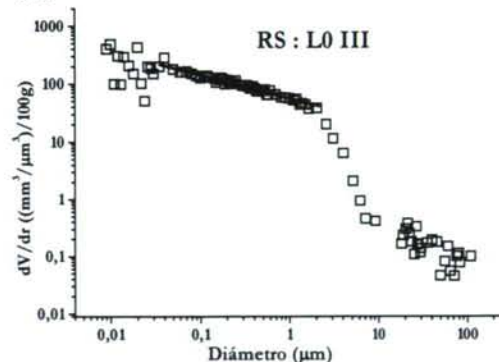


Gráfico 28: Ajuste lineal para determinar D_s , en la parcela RS:L0 III.

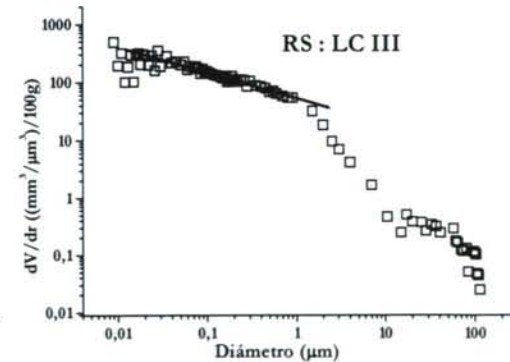


Gráfico 29: Ajuste lineal para determinar D_s , en la parcela RS:LC III.

Son numerosos los trabajos previos en los que se evaluó D_s a partir de las curvas de intrusión de Hg. Así Pachepsky *et al.* (1996b) encontraron valores de D_s igual $2,87 \pm 0,10$ y Bartoli *et al.* (1998) obtuvieron valores de D_s igual a $2,68 \pm 0,03$ y $2,72 \pm 0,02$ para un horizonte de suelo con textura limosa y horizonte B arcilloso

respectivamente. Vivas Miranda *et al.* (2001), estimaron valores de D_s en el rango comprendido entre 2,435 y 2,740 en suelo de textura gruesa. Estos resultados sugieren que el valor de la dimensión fractal de la interfase sólido-poro (D_s) en los suelos de textura gruesa es inferior en relación que el valor obtenido en los suelos con textura fina.

Se realizó un análisis de correlación entre los valores de la dimensión fractal de masa, para ambos rangos de diámetros de poros, y de la interfase sólido - poro, con algunos atributos del suelo, tales como el contenido de carbono orgánico y de arcilla. Los coeficientes de correlación obtenidos no son estadísticamente significativos.

CAPÍTULO 4

CAPITULO 4

Contenido de agua en el suelo

1.- Consideraciones generales

El contenido hídrico del suelo, en los horizontes superficiales, que son los de mayor interés agrícola, está influenciado por un lado por factores intrínsecos tales como la distribución de tamaño de partículas, las características mineralógicas del material original, contenido de materia orgánica, tipo y fracción predominante de la misma, sales solubles y cationes de cambio. Estos factores tienen que ver con la disposición relativa de las partículas elementales del suelo o también llamada estructura, la cual tiene relación directa con el espacio poroso que es donde se almacena el agua, la estabilidad estructural por lo que afecta directamente a la capacidad de los agregados del suelo para resistir los procesos de humectación y de secado y sobre la infiltración del agua en el perfil. También se ven influenciados por el sistema poroso del subsuelo, el que esta relacionado con el drenaje profundo.

Por otro lado existen factores externos que afectan tanto al almacenaje de agua como al aporte como pueden ser el clima, la topografía o los sistemas de manejo de suelo. Este último factor tiene marcada influencia tanto, sobre la infiltración como el mantenimiento del agua en el perfil del suelo. En el Tabla 1 se muestran la altura de lluvias, expresada en milímetros, que se registraron durante toda la etapa de muestreo. Los datos provienen de la estación meteorológica del CIAM.

La determinación del contenido másico de agua se llevó a cabo mediante el método gravimétrico, y fue expresada en porcentajes. Se realizaron dos puntos de muestreos por cada

tratamiento y hasta una profundidad de 50 cm, tomándose muestras a un intervalo de 5 cm.

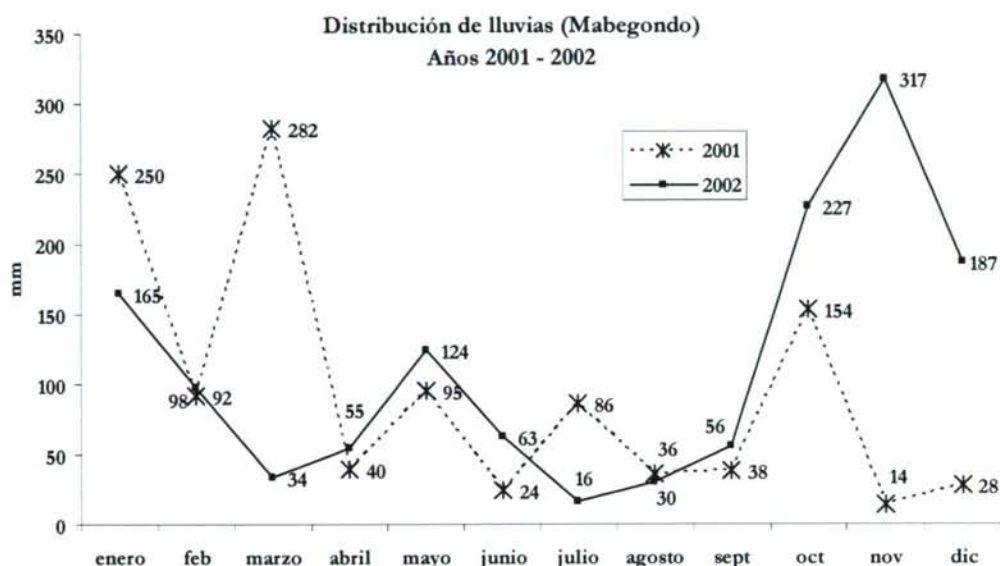


Gráfico 1: Distribución mensual de las precipitaciones durante los años 2001 y 2002. Datos recogidos por la estación meteorológica del CIAM.

En los gráficos del 2 al 11 se muestran los perfiles de humedad determinados en cada uno de los muestreos realizados. Las curvas de humedad que se presentan son el resultado del promedio de los valores de cada uno de los tratamientos en las cuatro repeticiones.

En primer lugar se puede apreciar que los contenidos de humedad del suelo varían en función de la época de muestreo, esto es debido a la marcada diferencia de precipitaciones que existe entre los meses invernales y estivales.

También se observa que no existe una buena asociación entre las precipitaciones registradas en los meses que se realizaron los muestreos y el contenido de agua en el perfil del suelo.

Para cada rango de profundidad, en cada una de las fechas se realizó un ANOVA, para determinar la influencia que tienen los

diferentes tratamientos sobre la acumulación de agua en el perfil del suelo. En el Tabla 1 se presentan los valores de los F calculados que arroja el ANOVA, para cada una de las fechas de muestreo y en cada profundidad analizada.

Profundidad	may-01	jun-01	jul-01	nov-01	feb-02	mar-02	abr-02	jul-02	ago-02	oct-02
0 - 5	2,15	11,28**	5,55*	0,33	3,68	1,13	0,82	8,53**	6,98**	12,98**
5 - 10	0,85	1,72	6,00*	1,19	2,10	1,96	0,55	14,39**	5,13*	1,97
10 - 15	1,36	1,30	0,67	3,85*	0,44	0,59	0,94	14,39**	5,20*	2,68
15 - 20	0,14	1,37	0,31	1,97	1,35	0,80	0,32	6,44**	3,34	3,01
20 - 25	1,28	2,72	0,69	0,89	3,49	0,72	0,43	2,30	2,84	3,49
25 - 30	2,96	1,29	1,10	1,11	3,33	2,14	0,25	1,79	2,20	0,20
30 - 35	1,41	0,91	0,62	1,11	3,46	0,77	0,08	0,76	0,22	0,22
35 - 40	0,24	0,68	0,78	0,84	0,07	0,90	0,12	0,18	0,66	0,33
40 - 45	0,36	2,91	0,13	0,11	1,28	0,72	0,12	0,29	0,51	0,52
45 - 50	0,15	1,55	0,07	0,49	0,33	0,42	0,12	0,39	0,26	0,69

Tabla 1: Valores de F_C para la humedad gravimétrica, en cada profundidad, determinada en cada fecha de muestreo.

* Valor significativo con $P > 0,05$. ** Valor significativo con $P > 0,01$.

En la Tabla 1 se pueden apreciar algunos rasgos indicadores del comportamiento global de la humedad gravimétrica determinada en estos ensayos durante los meses de muestreo.

Por un lado se aprecia que los valores significativos de F_C fueron establecidos hasta la profundidad de 20 cm, lo cual estaría indicando que los tratamientos aplicados influyen sobre la humedad gravimétrica del suelo hasta esa profundidad.

Por otro lado, el análisis de la varianza proporciona valores estadísticamente significativos en los meses en los cuales existe una mayor demanda evapotranspirativa, y en los periodos de re-humectación del suelo (Moreno *et al.*, 1997), lo que estaría indicando una mayor variabilidad en esos meses por causa del uso del suelo.

Los resultados de la humedad gravimétrica obtenidos serán discutidos, para una mejor comprensión, primero teniendo en cuenta cada una de las fechas en las cuales fueron realizados los

muestreos y luego serán examinados en forma global de los resultados, para tener así una visión de conjunto.

2.- Análisis por fechas de Muestreo

2.1- Mayo de 2001

En el mes de mayo de 2001, se aprecia que existen altos contenidos de agua en el perfil, en cambio las precipitaciones registradas en el mes no fueron especialmente abundantes, esto puede deberse a que los meses anteriores, han sido bastante lluviosos y ha existido una buena acumulación de agua en el perfil. Cabe aclarar que el invierno de 2000 – 2001 fue un periodo extraordinariamente húmedo en la CCAA de Galicia (Taboada Castro, 2001), registrándose máximos históricos de precipitaciones. Conviene destacar que los muestreos fueron realizados en la primera quincena del mes dos días después de registrarse precipitaciones abundantes (50 mm en dos días).

Profundidad (cm)	Promedio ($g\ 100\ g^{-1}$)				Desvío Estándar				Coeficiente de Variación (%)			
	RM:L0	RM:LC	RS:L0	RS:LC	RM:L0	RM:LC	RS:L0	RS:LC	RM:L0	RM:LC	RS:L0	RS:LC
0 - 5	35,46	30,38	36,95	37,37	3,10	6,00	3,27	5,52	8,74	19,74	8,84	14,78
5 - 10	34,20	31,23	34,61	35,55	3,65	5,21	2,49	6,68	10,69	16,69	7,18	18,80
10 - 15	33,75	33,68	33,37	37,04	3,90	4,23	2,27	5,59	11,55	12,55	6,80	15,10
15 - 20	32,77	33,39	33,88	34,10	3,72	4,30	3,59	5,68	11,36	12,87	10,60	16,67
20 - 25	34,01	32,38	32,78	35,26	3,70	2,99	3,82	5,58	10,87	9,24	11,66	15,84
25 - 30	32,53	30,59	28,87	36,07	4,12	6,61	9,89	6,63	12,67	21,62	34,25	18,39
30 - 35	31,07	26,68	31,86	32,04	3,79	6,20	6,15	5,59	12,19	23,24	19,30	17,46
35 - 40	27,35	30,11	29,63	27,84	0,97	6,28	10,39	9,41	3,53	20,86	35,07	33,81
40 - 45	28,86	29,27	25,59	27,41	5,17	5,79	1,70	8,44	17,92	19,79	6,65	30,80
45 - 50	26,45	26,23	25,37	25,85	2,36	3,34	1,17	2,01	8,93	12,73	4,61	7,76

Tabla 2: Valores medios, desvío estándar y coeficiente de variación de humedad gravimétrica, en cada profundidad para raigrás - sorgo en labranza convencional (RS:LC) y en labranza cero (RS:L0) y raigrás - maíz en labranza convencional (RM:LC) y en labranza cero (RM:L0). Muestreo de mayo 2001.

Los tratamientos que fueron aplicados, no muestran diferencias estadísticas significativas en este mes (Tabla 2). Las

abundantes precipitaciones registradas en los meses precedentes podrían explicar este efecto.

El perfil de humedad que presenta el suelo en este mes (Gráfico 2), con mayores contenidos en la superficie que en profundidad, podría ser debido a que el suelo se encontraba en barbecho, con los restos del cultivo de raigrás en superficie, los cuales proporcionan un mulching vegetal abundante.

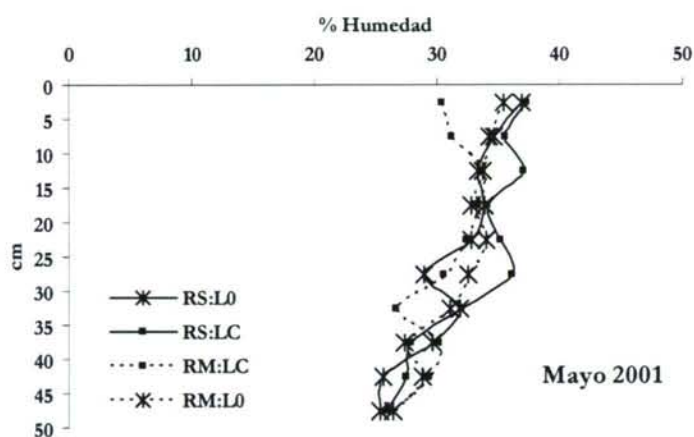


Gráfico 2: Perfil de humedad de suelo, para raigrás - sorgo en labranza convencional (RS:LC) y en labranza cero (RS:L0) y raigrás - maíz en labranza convencional (RM:LC) y en labranza cero (RM:L0). Muestreo de mayo 2001.

Esta cobertura vegetal reduce las pérdidas de agua por evaporación. Además cabe señalar que al momento del muestreo el suelo se encontraba sin vegetación viva y por ende no existían pérdidas por transpiración.

Se podría especular sobre otra posible causa por la cual se presenta este perfil hídrico en el suelo, en el muestreo de mayo, y es debido a la posibilidad de que exista una capa densificada a la profundidad de 25 - 30 cm, la cual podría estar dificultando el movimiento vertical del agua en el suelo y de esta manera se produciría una acumulación de agua en los horizontes superficiales del suelo.

2.2- Junio 2001

En el Tabla 3 se observan los valores medios, desvío estándar y coeficiente de variación de los muestreos realizados en el mes de junio de 2001, en él se aprecia que existen diferencias estadísticas entre los tratamientos a la profundidad de 0 - 5 cm. El maíz sembrado bajo el sistema de labranza cero presentó diferencias estadísticamente significativas con respecto a los tratamientos con labranza convencional.

Profundidad (cm)	Promedio ($g\ 100\ g^{-1}$)				Desvío Estándar				Coef. Var. (%)			
	RM:L0	RM:LC	RS:L0	RS:LC	RM:L0	RM:LC	RS:L0	RS:LC	RM:L0	RM:LC	RS:L0	RS:LC
0 - 5	20,20a	8,39c	16,52ab	15,72b	0,98	1,52	4,56	5,20	4,83	18,13	27,58	33,09
5. - 10	22,65	16,72	21,19	21,98	0,74	5,96	3,61	6,02	3,27	35,66	17,04	27,38
10. - 15	24,17	23,98	24,70	26,53	3,50	4,24	3,44	5,28	14,46	17,67	13,94	19,91
15 - 20	25,25	26,75	24,66	27,79	1,76	4,10	12,55	16,42	6,97	15,33	38,68	43,48
20 - 25	26,54	29,09	24,41	27,49	0,80	5,22	3,88	3,39	3,02	17,94	15,90	12,34
25 - 30	25,43	28,63	26,34	26,52	1,64	4,97	4,04	5,92	6,47	17,36	15,35	22,34
30 - 35	22,87	26,26	25,48	24,06	1,20	4,52	3,42	4,27	5,25	17,20	13,43	17,75
35 - 40	22,62	22,46	22,68	21,26	1,27	2,16	1,58	3,12	5,63	9,62	6,95	14,68
40 - 45	21,28	20,03	23,85	23,15	1,59	2,12	1,67	1,73	7,47	10,57	7,00	7,47
45 - 50	21,24	19,87	23,06	23,28	2,73	3,92	1,04	2,16	12,84	19,73	4,49	9,30

Tabla 3: Valores medios, desvío estándar y coeficiente de variación de humedad gravimétrica, en cada profundidad para raigrás - sorgo en labranza convencional (RS:LC) y en labranza cero (RS:L0) y raigrás - maíz en labranza convencional (RM:LC) y en labranza cero (RM:L0). Muestreo de junio 2001.

Este comportamiento ya ha sido observado por Bueno y Hernáiz (1993) en la región de Terra Cha (Lugo), dichos autores concluyen que al L0 tiende a conservar mejor la humedad del suelo, tendencia que se acentúa en las épocas de bajas precipitaciones y con veranos secos.

Este efecto es debido principalmente a la protección del suelo por parte de la cubierta vegetal, la cual reduce considerablemente las tasas de evaporación directa desde la superficie del suelo.

A partir de los siguientes horizontes, no se observaron diferencias significativas entre los tratamientos, presentando un

comportamiento claramente similar entre ellos, lo cual se podría explicar ya que en profundidad el contenido hídrico del suelo es mejor conservado ya que no está sujeto al efecto directo de la atmósfera.

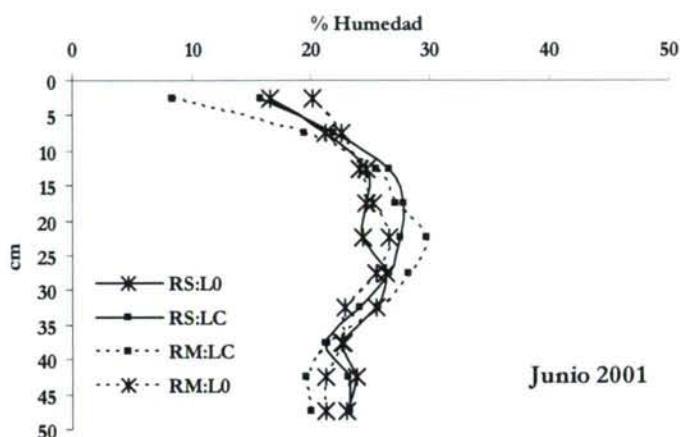


Gráfico 3: Perfil de humedad de suelo, para raigrás - sorgo en labranza convencional (RS:LC) y en labranza cero (RS:L0) y raigrás - maíz en labranza convencional (RM:LC) y en labranza cero (RM:L0). Muestreo de junio 2001.

Como se puede ver en el Gráfico 3 los contenidos de agua del suelo medido en el mes de junio de 2001, han disminuido en relación con el muestreo del mes anterior. Por otro lado el comportamiento del perfil hídrico en este mes es inverso al de mayo de 2001, presentando bajos porcentajes de humedad en el horizonte superficial, aumentando con la profundidad, observándose los máximos contenidos a la profundidad comprendida entre 15 y 30 cm.

2.3- Julio 2001

En el mes de julio de 2001, los contenidos de agua en el suelo son mayores que en junio, debido principalmente al marcado aumento en las precipitaciones. Las diferencias entre tratamientos se vieron acentuadas, comprobándose diferencias estadísticamente

significativas en los horizontes de 0 - 5 y 5 - 10 cm a favor de las parcelas con sistemas de labranza cero.

El patrón de comportamiento sigue con la tendencia mostrada en el mes de junio, siendo las parcelas con L0 las que presentan una mejor acumulación del agua en el perfil. Las parcelas con L0 presentan un perfil de humedad muy uniforme, sin que se presenten diferencias entre los distintos horizontes muestreados independientemente del cultivo.

Profundidad (cm)	Promedio ($g\ 100\ g^{-1}$)				Desvío Estándar				Coef. Var. (%)			
	RM:L0	RM:LC	RS:L0	RS:LC	RM:L0	RM:LC	RS:L0	RS:LC	RM:L0	RM:LC	RS:L0	RS:LC
0 - 5	24,19a	17,60b	23,43a	20,09ab	1,36	4,62	3,62	1,38	5,62	26,26	15,46	6,85
5. - 10	25,29a	20,53b	23,39a	23,09a	1,16	2,67	3,83	2,73	4,60	12,99	16,36	11,84
10. - 15	25,15	24,22	23,90	23,81	1,47	2,39	3,30	1,88	5,84	9,87	13,81	7,88
15 - 20	25,55	25,98	24,69	24,74	1,41	2,64	4,08	1,93	5,50	10,17	16,52	7,80
20 - 25	26,99	26,58	26,07	23,79	3,21	1,07	3,82	3,64	11,90	4,01	14,65	15,31
25 - 30	25,68	27,00	25,15	23,65	1,76	4,40	2,84	2,23	6,85	16,31	11,29	9,42
30 - 35	21,47	25,06	24,65	22,97	4,33	4,38	3,90	3,37	20,18	17,46	15,80	14,68
35 - 40	21,37	24,04	22,98	20,73	4,16	1,93	2,75	3,43	19,45	8,04	11,97	16,54
40 - 45	21,24	20,18	21,08	20,66	2,08	1,37	1,21	3,66	9,85	6,81	5,74	17,69
45 - 50	20,97	21,31	20,75	20,60	1,53	1,83	1,10	3,98	7,31	8,57	5,31	19,32

Tabla 4: Valores medios, desvío estándar y coeficiente de variación de humedad gravimétrica, en cada profundidad para raigrás - sorgo en labranza convencional (RS:LC) y en labranza cero (RS:L0) y raigrás - maíz en labranza convencional (RM:LC) y en labranza cero (RM:L0). Muestreo de julio 2001.

Unger (2002) sugiere que una de las formas más fáciles de disminuir la tasa de transferencia de vapor de agua del suelo a la atmósfera es a través de la utilización de una capa aislante entre ambos medios, utilizando los restos vegetales que generan los cultivos implantados en el mismo lugar, sin necesidad de tener que manejar y trasladar grandes cantidades de residuos orgánicos. A esta cobertura se la llama mulching vegetal.

Los mínimos contenidos de agua fueron observados en los horizontes superficiales, entre 0 y 10 cm para los tratamientos con labranza convencional, siendo la rotación raigrás - maíz la que presenta los menores contenidos hídricos. Poniéndose de

manifiesto, una vez más, la tendencia a la mayor eficacia de la labranza cero en cuanto a la conservación de los recursos hídricos.

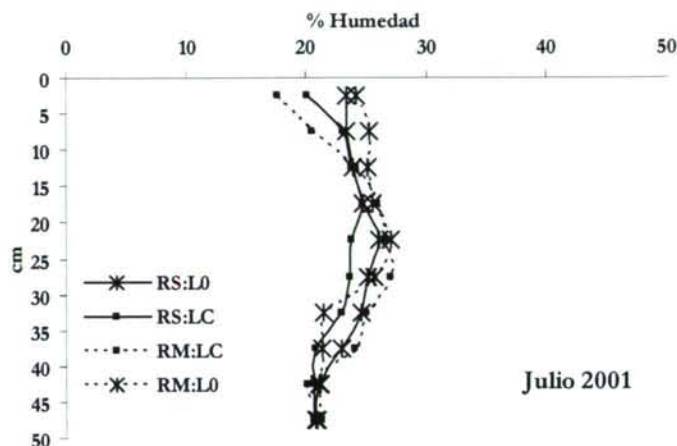


Gráfico 4: Perfil de humedad de suelo, para raigrás - sorgo en labranza convencional (RS:LC) y en labranza cero (RS:L0) y raigrás - maíz en labranza convencional (RM:LC) y en labranza cero (RM:L0). Muestreo de julio 2001.

Los máximos contenidos de humedad se presentan en los horizontes entre 20 y 30 cm, con una leve disminución en los horizontes inferiores.

2.4- Noviembre 2001

El caso del mes de noviembre de 2001, es algo contradictorio, mientras que es el mes en el cual se registran las menores precipitaciones, 14 mm (Gráfico 1) en todo el mes, es el muestreo que presenta el mayor contenido de agua acumulado en el perfil.

Esto se debe a que el mes de octubre se ha registrado el segundo pico máximo de precipitaciones, con 154 mm, determinado durante el tiempo que duró los muestreos. Además el muestreo se realizó durante la primera semana del mes de noviembre, con lo cual se podría especular, que no ha dado tiempo a que el agua acumulada en el perfil se perdiera, por algunos de los mecanismos, tales como drenaje profundo o evaporación.

El perfil hídrico (Gráfico 5) presenta, en términos relativos, un comportamiento análogo al registrado en el mes de mayo de 2001, con los máximos contenidos de humedad en los horizontes superficiales, disminuyendo con la profundidad.

Profundidad (cm)	Promedio ($g\ 100\ g^{-1}$)				Desvío Estándar				Coef. Var. (%)			
	RM:L0	RM:LC	RS:L0	RS:LC	RM:L0	RM:LC	RS:L0	RS:LC	RM:L0	RM:LC	RS:L0	RS:LC
0 - 5	31,17	30,03	31,24	29,22	4,26	3,51	3,46	6,98	13,67	11,69	11,08	23,88
5 - 10	29,15	29,44	31,38	30,85	3,16	3,78	4,19	3,88	10,82	12,85	13,36	12,59
10 - 15	28,85b	28,89b	31,72a	29,49b	1,82	3,13	1,66	4,00	6,32	10,84	5,22	13,55
15 - 20	28,97	28,85	31,30	30,66	2,63	4,06	3,62	4,96	9,09	14,09	11,57	16,19
20 - 25	28,54	28,00	30,30	30,17	3,64	4,60	4,32	4,30	12,75	16,44	14,24	14,25
25 - 30	26,60	27,68	29,09	29,99	3,96	5,56	3,39	5,44	14,89	20,08	11,65	18,12
30 - 35	25,36	25,93	24,70	28,07	2,56	4,56	2,66	5,81	10,11	17,58	10,77	20,71
35 - 40	22,48	23,69	23,04	24,91	1,95	3,09	2,04	4,53	8,67	13,06	8,84	18,17
40 - 45	22,25	22,50	22,31	21,33	2,73	1,83	1,26	5,35	12,26	8,13	5,63	25,07
45 - 50	23,45	21,96	21,89	22,09	2,13	2,47	1,89	2,33	9,08	11,23	8,65	10,53

Tabla 5: Valores medios, desvío estándar y coeficiente de variación de humedad gravimétrica, en cada profundidad para raigrás - sorgo en labranza convencional (RS:LC) y en labranza cero (RS:L0) y raigrás - maíz en labranza convencional (RM:LC) y en labranza cero (RM:L0). Muestreo de noviembre 2001.

En el horizonte 0 - 5 cm (Gráfico 5) se observan que los tratamientos con coberturas en superficie presentan mayores contenidos de agua en el suelo que los tratamientos con labranza convencional, siendo el la rotación raigrás - sorgo la que presenta mayores valores.

Esta tendencia se mantiene hasta la profundidad de 30 cm. En este mes, el ANOVA (Tabla 1), arroja que los tratamientos afectan significativamente al contenido de agua en el suelo, a la profundidad de 10 a 15 cm, siendo la rotación raigrás - sorgo en labranza cero el que presenta una acumulación significativamente mayor (Test de Duncan), con respecto a la misma rotación con labranza convencional y las rotaciones en las que se reemplaza el maíz por el sorgo como cultivo estival.

Si bien, el tratamiento de sorgo - raigrás con laboreo convencional no difiere significativamente de los tratamientos con

raigrás - maíz, se observa una tendencia de aumento del contenido de agua en el suelo en este horizonte a favor del tratamiento que incluye al sorgo, como cultivo de verano. Esta tendencia también es observada en los horizontes 5 - 10, 15 - 20, 20 - 25 y 25 - 30, aunque no existan diferencias estadísticamente significativas entre medias, lo cual estaría sugiriendo que el sorgo, al final de su ciclo productivo, favorecería el almacenamiento de agua a esas profundidades

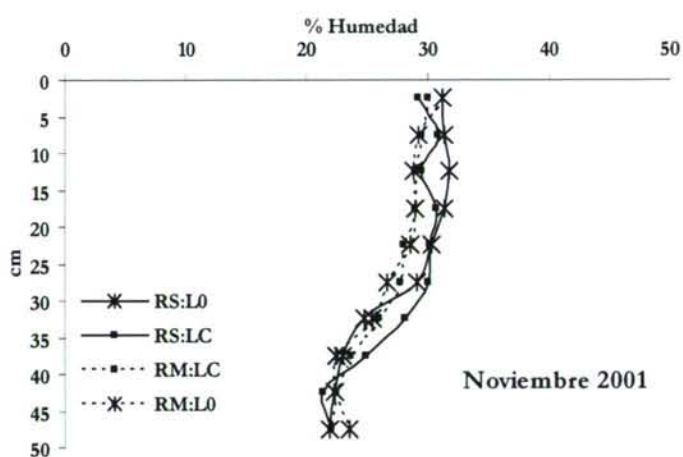


Gráfico 5: Perfil de humedad de suelo, para raigrás - sorgo en labranza convencional (RS:LC) y en labranza cero (RS:L0) y raigrás - maíz en labranza convencional (RM:LC) y en labranza cero (RM:L0). Muestreo de noviembre 2001.

El sorgo es una especie de climas sub-húmedos, semiáridos o áridos, ya que presenta características evolutivas de adaptación a la deficiencia de agua, tales como estomas más pequeños, recubrimiento de cera, lo que dificulta la evaporación directa del agua a través de la epidermis, tiene la capacidad de detener el crecimiento en un momento de estrés hídrico, etc. Estas características hacen que el sorgo sea una especie muy eficiente en el uso del agua lo cual podría favorecer la acumulación de humedad en el perfil. Debido a estas características, el sorgo podría ser considerado como una alternativa de producción de forraje

estival en Galicia, ya que en junio, julio y agosto las precipitaciones pueden ser deficientes provocando estrés hídrico en el maíz, que es el cultivo más usado por los productores gallegos para la obtención de alimentos para el ganado en verano.

2.5- Febrero 2002

El perfil hídrico determinado en el mes de febrero de 2002, presenta una distribución similar al observado en el mes de mayo de 2001, con los mayores contenidos en los horizontes superficiales y disminuyendo con la profundidad. Este comportamiento es debido, probablemente, a las altas precipitaciones registradas entre los meses de enero y febrero.

Profundidad (cm)	Promedio ($g\ 100\ g^{-1}$)				Desvío Estándar				Coef. Var. (%)			
	RM:L0	RM:LC	RS:L0	RS:LC	RM:L0	RM:LC	RS:L0	RS:LC	RM:L0	RM:LC	RS:L0	RS:LC
0 - 5	35,38	31,13	37,81	33,40	6,66	7,31	3,14	5,25	18,83	23,48	8,30	15,73
5. - 10	31,69	28,71	32,21	32,12	2,77	4,35	4,65	4,66	8,74	15,16	14,44	14,51
10. - 15	32,20	30,84	32,86	33,27	4,87	4,07	3,41	3,34	15,13	13,21	10,39	10,05
15 - 20	31,91	28,71	31,85	32,63	2,56	2,92	5,39	3,72	8,01	10,18	16,94	11,39
20 - 25	31,10	30,90	36,00	31,77	4,81	4,14	3,03	4,91	15,47	13,40	8,43	15,47
25 - 30	31,33	27,98	31,18	33,63	2,84	3,37	6,35	5,03	9,06	12,48	20,35	14,94
30 - 35	30,16	26,17	29,87	28,79	3,43	3,45	5,05	7,01	11,38	13,18	16,91	24,34
35 - 40	26,33	25,71	26,69	26,54	3,72	2,90	6,63	6,43	14,12	11,28	24,86	24,24
40 - 45	24,22	24,07	27,42	23,47	2,72	3,60	5,43	4,04	11,21	14,94	19,82	17,20
45 - 50	23,58	22,87	22,19	24,07	1,00	5,19	2,74	2,45	4,26	22,70	12,37	10,18

Tabla 6: Valores medios, desvío estándar y coeficiente de variación de humedad gravimétrica, en cada profundidad para raigrás - sorgo en labranza convencional (RS:LC) y en labranza cero (RS:L0) y raigrás - maíz en labranza convencional (RM:LC) y en labranza cero (RM:L0). Muestreo de febrero 2002.

Los valores medios del contenido de humedad en los primeros 25 cm del perfil no se vieron afectados significativamente por los sistemas de labranzas utilizados. Aunque se puede apreciar que los tratamientos que incluyen la siembra del cultivo sin laboreo del suelo (L0) presentan mayores contenidos de humedad, efecto que es más evidenciado en el horizonte superficial.

Las diferencias significativas entre los contenidos hídricos determinados para cada tratamiento, observadas en verano y otoño, ya no se aprecian, lo que pone de manifiesto el efecto homogeneizador de las precipitaciones registradas en el período invernal.

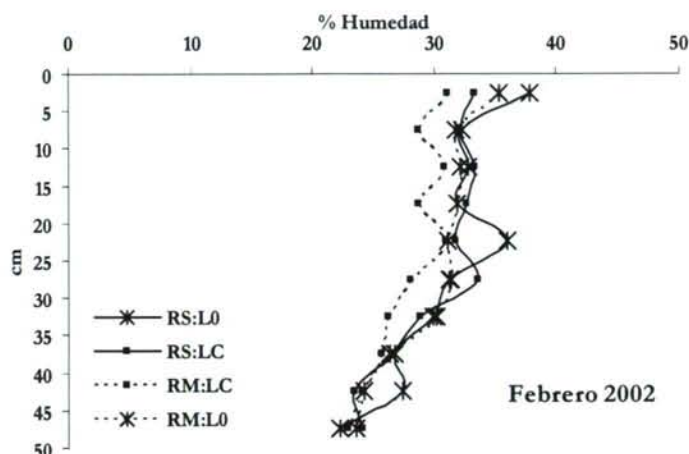


Gráfico 6: Perfil de humedad de suelo, para raigrás - sorgo en labranza convencional (RS:LC) y en labranza cero (RS:L0) y raigrás - maíz en labranza convencional (RM:LC) y en labranza cero (RM:L0). Febrero 2002.

2.6- Marzo 2002

En la Tabla 7 se pueden apreciar los valores medios, el desvío estándar y el coeficiente de variación, obtenidos a partir de las muestras tomadas en el mes de marzo de 2002.

Profundidad (cm)	Promedio ($g\ 100\ g^{-1}$)				Desvío Estándar				Coef. Var. (%)			
	RM:L0	RM:LC	RS:L0	RS:LC	RM:L0	RM:LC	RS:L0	RS:LC	RM:L0	RM:LC	RS:L0	RS:LC
0 - 5	31,12	28,83	30,89	30,59	6,88	5,76	4,41	5,75	22,11	19,98	14,29	18,80
5 - 10	29,31	28,49	32,34	30,11	4,14	6,49	3,34	6,08	14,13	22,78	10,33	20,20
10 - 15	29,11	28,86	30,24	30,40	2,33	5,41	3,10	5,15	8,02	18,74	10,25	16,95
15 - 20	29,15	29,38	31,20	28,72	3,94	4,22	3,67	6,67	13,51	14,36	11,77	23,23
20 - 25	29,10	29,16	30,27	28,21	5,91	4,51	4,12	6,81	20,32	15,45	13,63	24,14
25 - 30	27,08	27,11	30,24	29,73	5,43	5,67	3,16	6,35	20,05	20,93	10,44	21,35
30 - 35	24,91	34,01	29,53	27,66	5,70	11,69	5,23	8,30	22,89	34,37	17,71	30,02
35 - 40	22,79	24,20	26,80	25,04	4,41	2,73	4,31	6,33	19,37	11,26	16,06	25,28
40 - 45	28,01	22,59	23,45	22,91	10,20	1,57	3,38	3,71	36,42	6,97	14,42	16,19
45 - 50	23,72	21,59	21,59	22,46	3,47	2,47	4,33	2,29	14,63	11,44	20,07	10,18

Tabla 7: Valores medios, desvío estándar y coeficiente de variación de humedad gravimétrica, en cada profundidad para raigrás - sorgo en labranza convencional (RS:LC) y en labranza cero (RS:L0) y raigrás - maíz en labranza convencional (RM:LC) y en labranza cero (RM:L0). Muestreo de marzo 2002.

El modelo del perfil observado en marzo de 2002 (Gráfico 7), con los máximos contenidos en los horizontes superficiales y menores en profundidad, es muy similar al registrado en el mes anterior, aunque con menores contenidos de humedad, debido a la disminución de las lluvias registradas en este mes.

En este muestreo, al igual que en febrero, tampoco se observaron diferencias significativas entre los sistemas de manejo de suelos y de rotaciones de cultivos utilizados (Tabla 7), aunque se sigue manteniendo la tendencia, en el horizonte superficial, de mayores contenidos de agua en los tratamientos con labranza cero independientemente de los cultivos.

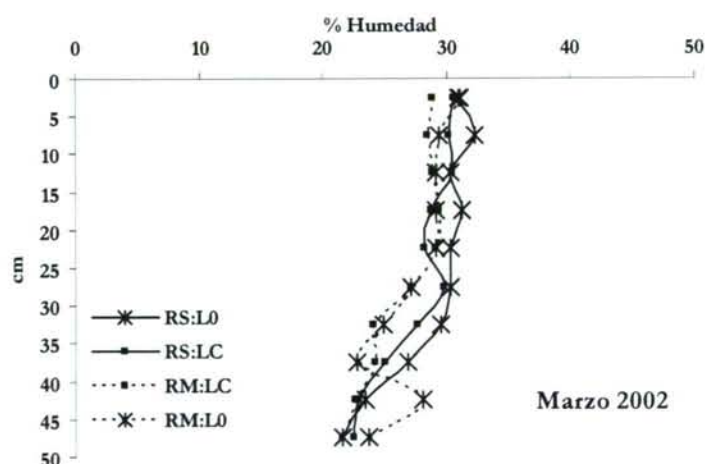


Gráfico 7: Perfil de humedad de suelo, para raigrás - sorgo en labranza convencional (RS:LC) y en labranza cero (RS:L0) y raigrás - maíz en labranza convencional (RM:LC) y en labranza cero (RM:L0). Muestreo de marzo 2002.

2.7- Abril 2002

La Tabla 8 presenta los valores promedio de los contenidos de humedad del suelo que se midieron en el mes de abril de 2002, como se puede apreciar los tratamientos aplicados no presentaron diferencias estadísticamente significativas. Se aprecian contenidos hídricos muy similares en todas las profundidades analizadas.

En este mes se conservó la tendencia de disminución de los contenidos hídricos del suelo, que fue observado en el mes anterior y como cabía esperar, los horizontes más afectados por estas disminuciones, son los horizontes superficiales, ya que estos son los que tienen mayor intercambio gaseoso con la atmósfera lo cual favorece las pérdidas de agua por evaporación. Por otra parte son estos horizontes, los que albergan la mayor parte de las raíces de las plantas las cuales absorben agua, lo cual también es una causa de pérdidas de agua del perfil del suelo.

Por tanto en los meses de febrero, marzo y abril no se han observado diferencias estadísticas significativas, y esto puede ser debido básicamente, por un lado, al efecto del cultivo implantado en esta época, ya que todas las parcelas se encontraban sembradas con raigrás italiano.

Profundidad (cm)	Promedio ($g\ 100\ g^{-1}$)				Desvío Estándar				Coef. Var. (%)			
	RM:L0	RM:LC	RS:L0	RS:LC	RM:L0	RM:LC	RS:L0	RS:LC	RM:L0	RM:LC	RS:L0	RS:LC
0 - 5	20,95	21,41	20,22	20,54	2,93	3,29	1,39	3,10	13,99	15,39	6,88	15,08
5 - 10	22,19	21,20	20,78	20,43	0,86	3,66	3,41	3,61	3,89	17,27	16,42	17,65
10 - 15	22,68	20,89	23,06	21,76	2,45	4,48	2,92	3,88	10,79	21,42	12,67	17,82
15 - 20	23,76	22,54	23,82	22,51	2,11	4,19	2,93	4,45	8,86	18,57	12,30	19,75
20 - 25	24,81	23,21	24,71	24,37	2,77	4,88	3,91	4,30	11,15	21,02	15,81	17,65
25 - 30	23,34	22,81	24,10	24,36	3,26	4,77	3,98	4,03	13,97	20,90	16,52	16,54
30 - 35	22,79	22,19	21,90	23,14	4,28	5,29	5,33	3,93	18,80	23,85	24,34	16,99
35 - 40	21,51	22,40	21,99	20,86	2,56	5,22	3,17	3,72	11,92	23,28	14,42	17,86
40 - 45	20,61	21,64	20,99	20,48	3,56	3,44	2,16	2,83	17,26	15,90	10,28	13,83
45 - 50	21,24	20,84	20,14	20,38	3,27	2,50	3,19	2,85	15,38	11,98	15,82	13,99

Tabla 8: Valores medios, desvío estándar y coeficiente de variación de humedad gravimétrica, en cada profundidad para raigrás - sorgo en labranza convencional (RS:LC) y en labranza cero (RS:L0) y raigrás - maíz en labranza convencional (RM:LC) y en labranza cero (RM:L0). Muestreo de abril 2002.

El raigrás italiano se siembra como forrajera, y en esta experiencia solo se realizaban dos cosechas durante el invierno, además cabe destacar que se realizaban pocas pasadas de maquinarias sobre la parcela, ya que en invierno la incidencia que tienen las plagas, malezas y enfermedades sobre los cultivos es menor. Por otro lado en este período del año se registran bajas

tasas de evapotranspiración y un alto aporte de agua por parte de las precipitaciones (Neira Seijo, 1994).

La influencia que pudieran tener los distintos sistemas de labranzas utilizados en esta experiencia, se ven homogeneizados por el efecto del cultivo invernal, ya que en todas las parcelas se utilizó el mismo cultivo, la baja evapotranspiración y alta infiltración. El raigrás italiano, al igual que otras especies forrajeras, es considerado como un cultivo recuperador de las propiedades físicas del suelo, las cuales tienen una marcada influencia sobre la capacidad de almacenamiento de agua en el perfil del suelo.

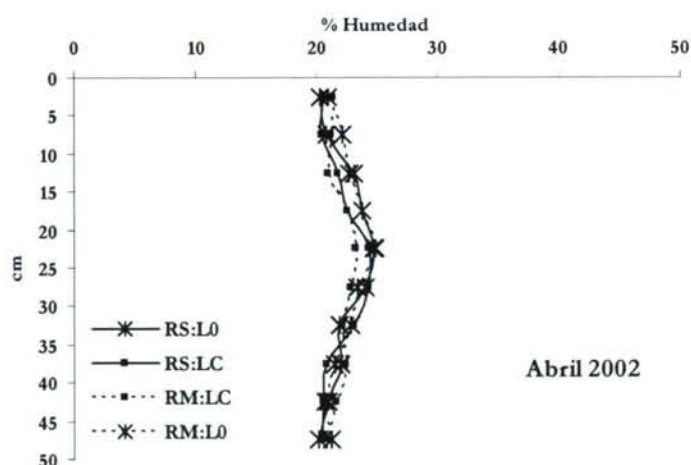


Gráfico 8: Perfil de humedad de suelo, para raigrás – sorgo en labranza convencional (RS:LC) y en labranza cero (RS:L0) y raigrás – maíz en labranza convencional (RM:LC) y en labranza cero (RM:L0). Muestreo de abril 2002.

En estos meses se puede observar un efecto unificador con respecto a los contenidos hídricos en el suelo que, en parte, podría ser atribuido al raigrás. Este efecto unificador puede ser apreciado en todo el perfil, observándose un modelo de distribución del contenido hídrico en el perfil muy similar de todos los tratamientos.

2.8- Julio 2002

En la Tabla 9 podemos observar los valores obtenidos en el muestreo de julio 2002, en él se puede apreciar que los contenidos de agua en el suelo han disminuido sustancialmente con respecto al mes de abril, en todas las profundidades siendo las diferencias más marcadas entre 0 y 20 cm de profundidad (Gráfico 9).

Como era de esperar, el comportamiento de los contenidos de humedad del suelo se corresponde con las precipitaciones registradas en el mes, las cuales solo fueron de 16 mm (Gráfico 1).

En el horizonte 0 - 5 cm las parcelas con sorgo en labranza convencional presentan contenidos hídricos significativamente diferente con respecto a las parcelas sembradas con maíz en ambos sistemas de labranzas (Tabla 9). En el mismo horizonte las parcelas sembradas con maíz con sistema de labranza cero presenta contenidos significativamente mayores a los que presentan las parcelas sembradas con sorgo, tanto bajo labranza cero como con labranza convencional.

Profundidad (cm)	Promedio ($g\ 100\ g^{-1}$)				Desvío Estándar				Coef. Var. (%)			
	RM:L0	RM:LC	RS:L0	RS:LC	RM:L0	RM:LC	RS:L0	RS:LC	RM:L0	RM:LC	RS:L0	RS:LC
0 - 5	15,98a	14,98ab	11,48bc	8,26c	2,10	4,89	1,57	1,26	13,12	32,66	13,70	15,19
5. - 10	18,95a	19,48a	14,40b	12,90b	0,97	3,52	1,75	0,91	5,10	18,07	12,13	7,06
10. - 15	20,09ab	20,79a	17,86bc	15,53c	2,57	3,68	3,96	1,68	12,77	17,69	22,15	10,82
15 - 20	20,98a	21,64a	17,36b	17,86b	2,10	3,56	1,88	2,36	9,99	16,44	10,80	13,23
20 - 25	21,85	21,64	18,85	17,67	5,11	4,43	3,01	2,43	23,39	20,46	15,98	13,75
25 - 30	21,81	22,97	19,50	18,82	4,96	3,61	4,30	2,56	22,76	15,69	22,08	13,60
30 - 35	20,57	22,89	18,41	19,65	3,34	5,54	4,85	3,42	16,21	24,18	26,33	17,39
35 - 40	18,37	19,93	20,26	19,36	3,32	2,64	5,26	4,61	18,07	13,24	25,95	23,80
40 - 45	19,01	20,44	18,63	19,74	1,87	4,69	1,51	3,48	9,85	22,93	8,10	17,63
45 - 50	19,75	19,61	18,36	19,40	1,63	1,53	1,25	3,65	8,26	7,79	6,79	18,84

Tabla 9: Valores medios, desvío estándar y coeficiente de variación de humedad gravimétrica, en cada profundidad para raigrás - sorgo en labranza convencional (RS:LC) y en labranza cero (RS:L0) y raigrás - maíz en labranza convencional (RM:LC) y en labranza cero (RM:L0). Muestreo de julio 2002.

A la profundidad de 5 - 10 cm, las parcelas con maíz son significativamente mayores que las parcelas con sorgo, en ambos sistema de manejo de suelos, situación que se repite en el horizonte

comprendido entre 15 - 20 cm. A la profundidad de 10 - 15 cm, el tratamiento con maíz bajo LC, presenta valores de humedad de suelo significativamente mayores que los valores observados en las parcelas sembradas con sorgo con los dos sistemas de labranza usados. Por el contrario el tratamiento con sorgo en labranza convencional presenta contenidos hídricos significativamente menores en relación a las parcelas con maíz en LC y L0.

Las parcelas sembradas con el híbrido de sorgo, con ambos sistemas de manejo de suelo presentaron menores contenidos de humedad del suelo que las parcelas sembradas con maíz. Esto podría deberse a que el sorgo era sembrado como un cultivo compacto, esto es a una distancia entre liños de plantas de aproximadamente 0,15 m, lo cual produce una alta densidad de plantas, mayores que el cultivo del maíz, el cual fue sembrado a una distancia de 0,80 m. Esta diferencia de densidad de plantas, podría ser la causa de los menores contenidos de agua en los perfiles con sorgo en relación a las parcelas con maíz, ya que al haber mayor número de plantas por metro cuadrado, la evapotranspiración será mayor.

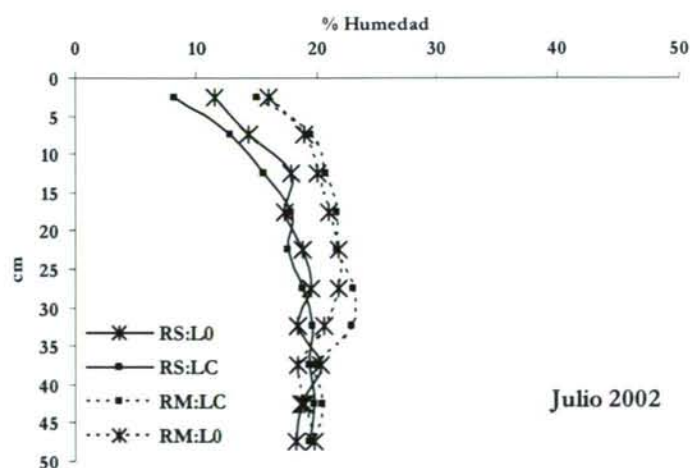


Gráfico 9: Perfil de humedad de suelo, para raigrás - sorgo en labranza convencional (RS:LC) y en labranza cero (RS:L0) y raigrás - maíz en labranza convencional (RM:LC) y en labranza cero (RM:L0). Muestreo de julio 2002.

Teniendo en cuenta los sistemas de labranza en los mismos cultivos, se puede observar que, si bien no existen diferencias significativas desde el punto de vista estadístico, los tratamientos con L0 presentan mayores contenidos de humedad que los tratamientos con LC, en los horizontes 0 - 10 cm.

En el horizonte comprendido entre 10 y 20 cm, la situación se revierte y las parcelas con labranza convencional son las que presentan contenidos hídricos levemente mayores. En el caso del maíz se observa que esta diferencia se incrementa con la profundidad. Esto, probablemente se deba a que en el sistema de labranza convencional, el control de malezas entre liños se realiza con un cultivador de campo, el cual produce una remoción de la superficie del suelo, con lo que se corta el ascenso capilar del agua desde las zonas más profundas del suelo. Además de este efecto, la remoción de la superficie del suelo produce una evaporación más rápida del agua en los horizontes que fueron afectados por las labranzas, mientras que los horizontes que no fueron afectados las herramientas pueden acumular humedad en ellos.

Otro efecto a tener en cuenta es que la superficie del suelo en este sistema de manejo se encuentra descubierta, por lo también favorece la pérdida de agua por evaporación.

Este efecto no es observado en los tratamientos con L0 ya que el control de malezas bajo este sistema de labranza se realiza con herbicidas, sin que la superficie del suelo sea alterada y los restos de las malezas quedan en superficie formando un mulching vegetal que reduce la tasa de transferencia de vapor de agua desde el suelo a la atmósfera.

2.9- Agosto 2002

En el mes de agosto la tendencia de disminución de agua en el perfil de suelo fue más acentuada, presentándose los menores

contenidos hídricos registrados en los meses muestreados. En ninguna de las profundidades analizadas se sobrepasó los 20 % de humedad del suelo (Tabla 10). En este muestreo se observó un comportamiento similar al muestreo de julio de 2003, en el que las parcelas con maíz presentaban una acumulación mayor en los contenidos de agua en el perfil del suelo.

En el horizonte de 0 - 5 cm, los tratamientos con L0 presentaron contenidos hídricos significativamente mayores que las parcelas con el sistema de labranza convencional (Tabla 10).

La remoción de la superficie del suelo que se realiza en LC, produce una mayor evaporación, mientras que los restos vegetales encontrados en la superficie de los tratamientos L0 dificultan la evaporación de agua.

Profundidad (cm)	Promedio ($g\ 100\ g^{-1}$)				Desvío Estándar				Coef. Var. (%)			
	RM:L0	RM:LC	RS:L0	RS:LC	RM:L0	RM:LC	RS:L0	RS:LC	RM:L0	RM:LC	RS:L0	RS:LC
0 - 5	13,07a	9,40b	11,97a	8,91b	1,21	2,72	0,76	2,05	9,25	28,98	6,31	23,01
5 - 10	15,49a	14,80ab	13,16c	13,70bc	1,49	2,54	1,56	1,43	9,62	17,15	11,88	10,42
10 - 15	15,79ab	16,40a	13,57c	14,10bc	2,05	2,89	1,92	2,03	13,01	17,65	14,14	14,42
15 - 20	18,27	17,02	14,81	14,87	0,93	2,67	1,74	2,64	5,07	15,67	11,74	17,73
20 - 25	18,61	17,38	15,55	15,80	0,79	2,77	1,76	1,85	4,23	15,93	11,29	11,69
25 - 30	18,35	17,89	16,35	15,60	1,54	2,61	2,97	2,03	8,39	14,58	18,18	13,01
30 - 35	17,34	16,89	17,20	16,34	1,99	2,17	3,62	2,21	11,47	12,82	21,03	13,50
35 - 40	17,54	16,80	16,45	15,09	1,93	0,45	2,98	3,65	11,01	2,69	18,12	24,22
40 - 45	17,60	16,59	16,05	15,47	2,46	2,17	2,17	3,21	13,99	13,05	13,50	20,75
45 - 50	16,19	16,78	16,38	15,59	2,32	1,88	1,40	2,40	14,31	11,21	8,53	15,41

Tabla 10: Valores medios, desvío estándar y coeficiente de variación de humedad gravimétrica, en cada profundidad para raigrás - sorgo en labranza convencional (RS:LC) y en labranza cero (RS:L0) y raigrás - maíz en labranza convencional (RM:LC) y en labranza cero (RM:L0). Muestreo de agosto 2002.

En los horizontes subsuperficiales, 5 - 10 y 10 - 15, se observa que la parcela con sorgo en L0 presenta contenidos hídricos significativamente menores que las parcelas con maíz, en ambos sistemas de labranzas (Tabla 10).

Mientras que con la parcela sembrada con sorgo en LC, si bien son menores, estas diferencias no son estadísticamente significativas. A partir de los 35 cm de profundidad los cuatro

tratamientos presentan contenidos de humedad similares (Gráfico 10). Este efecto también fue observado en el muestreo de julio de 2002, aunque con menores contenidos de humedad.

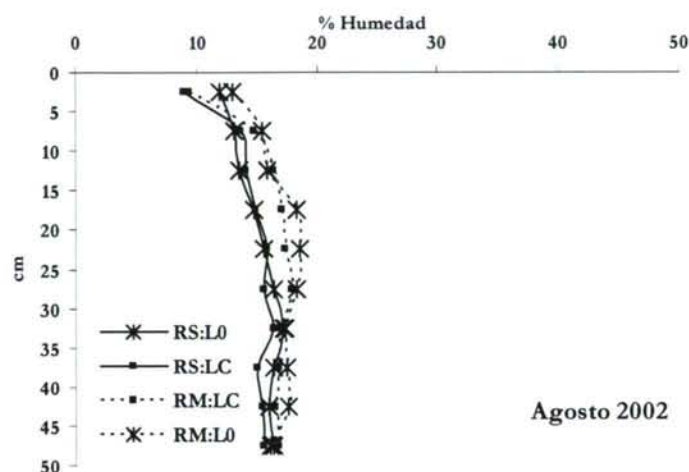


Gráfico 10: Perfil de humedad de suelo, para raigrás - sorgo en labranza convencional (RS:LC) y en labranza cero (RS:L0) y raigrás - maíz en labranza convencional (RM:LC) y en labranza cero (RM:L0). Muestreo de agosto 2002.

2.10- Octubre 2002

En la Tabla 11 se pueden observar los valores medios, desvío estándar y coeficiente de variación que fueron obtenidos a partir de los datos tomados en muestreo de octubre de 2002.

Al iniciarse el otoño, las precipitaciones se incrementan nuevamente, con lo que cabe esperar que los contenidos de agua se eleven, efecto que se observa en la Tabla 11. El modelo de distribución del agua en el perfil del suelo (Gráfico 11), se asemeja a los perfiles de humedad determinados en los meses de noviembre de 2001 (Gráfico 4) y febrero (Gráfico 5) y marzo de 2002 (Gráfico 6). En estas épocas las precipitaciones que se registran superan a las tasas de pérdidas de agua, por evaporación y drenaje, por lo que las capas superficiales presentan mayores contenidos de humedad que los horizontes subsuperficiales.

El tratamiento RS:L0 en la capa de 0 - 5 cm, presenta contenidos de humedad significativamente mayores que el resto de los tratamientos. Esto podría ser debido a que el sorgo en L0 mejoraría la tasa de infiltración de agua en el perfil. Esto también puede ser corroborado, ya que este tratamiento presenta los mayores contenidos de humedad en los primeros 20 cm de profundidad.

Profundidad (cm)	Promedio ($g\ 100\ g^{-1}$)				Desvío Estándar				Coef. Var. (%)			
	RM:L0	RM:LC	RS:L0	RS:LC	RM:L0	RM:LC	RS:L0	RS:LC	RM:L0	RM:LC	RS:L0	RS:LC
0 - 5	34,18b	32,65b	39,59a	34,08b	3,30	5,19	3,52	3,92	9,65	15,90	8,90	11,49
5 - 10	33,98	31,71	36,21	34,09	3,79	5,62	4,48	3,76	11,15	17,73	12,37	11,04
10 - 15	34,18	31,82	36,17	30,98	3,90	6,17	3,07	6,23	11,41	19,39	8,49	20,13
15 - 20	34,83	32,56	35,43	35,17	2,96	4,01	3,34	3,53	8,51	12,31	9,42	10,03
20 - 25	34,31	31,61	35,75	32,32	2,58	2,36	2,96	4,36	7,51	7,46	8,29	13,50
25 - 30	31,95	32,82	32,34	31,08	3,41	2,48	4,89	6,41	10,67	7,55	15,12	20,61
30 - 35	32,95	32,36	32,08	31,34	2,96	1,56	4,25	5,81	8,97	4,81	13,24	18,54
35 - 40	32,68	32,41	30,98	30,88	3,06	0,89	4,51	6,17	9,37	2,74	14,56	19,97
40 - 45	32,40	32,46	29,88	30,43	3,23	0,59	4,78	6,52	9,96	1,81	16,00	21,44
45 - 50	31,59	32,52	28,79	29,97	2,57	1,05	5,06	6,89	8,14	3,22	17,57	22,98

Tabla 11: Valores medios, desvío estándar y coeficiente de variación de humedad gravimétrica, en cada profundidad para raigrás - sorgo en labranza convencional (RS:LC) y en labranza cero (RS:L0) y raigrás - maíz en labranza convencional (RM:LC) y en labranza cero (RM:L0). Muestreo de octubre 2002.

En el caso de las parcelas que incluyen maíz los contenidos de humedad en el suelo no fueron estadísticamente significativas, aunque se observa una clara tendencia a favor del tratamiento que incluye L0 como sistema de preparación del suelo.

Los rastrojos, o restos del cultivo anterior, sobre las parcelas protegerían a la superficie del suelo del impacto directo de las gotas de lluvias, disminuyendo la energía cinética de las gotas de lluvias y de esta manera se reduciría la desagregación de las partículas del suelo, con lo cual no se formarían costras superficiales las cuales reducen los índices de infiltración. Este efecto fue perfectamente descrito por Taboada Castro (2001), para la misma zona del Centro de Investigaciones Agrarias de Mabegondo.

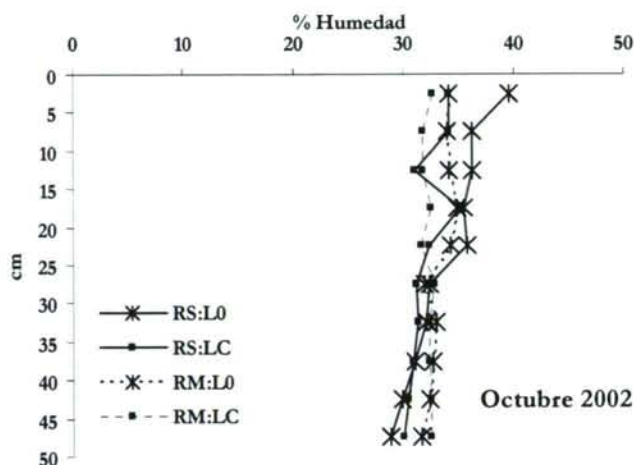


Gráfico 11: Perfil de humedad de suelo, para raigrás - sorgo en labranza convencional (RS:LC) y en labranza cero (RS:L0) y raigrás - maíz en labranza convencional (RM:LC) y en labranza cero (RM:L0). Muestreo de octubre 2002.

3.- Consideraciones finales

En general se puede decir que, para el caso especial de esta región de España, que presenta un clima templado húmedo, los diferentes sistemas de preparación de la cama de siembra, no han afectado a la acumulación de agua en el perfil en la época invernal. Esto se debe a que la buena disponibilidad de agua de las precipitaciones hace que el efecto de las labranzas se vea disminuido. Por el contrario en los meses de verano los sistemas de labranzas afectan significativamente a la acumulación de agua en el perfil del suelo.

Por ello se puede considerar que, se debería profundizar los estudios relacionados con los distintos sistemas de labranzas y sus consecuencias sobre la acumulación de agua en el perfil del suelo, sobre todo en los meses de verano, ya que en Galicia esos meses pueden ser similares a los meses de regiones más bien áridas o semiáridas y en los cuales los efectos de las labranzas conservacionistas pueden ser mucho más marcados, en relación con la retención de agua en el perfil del suelo.

CAPÍTULO 5

CAPITULO 5

La resistencia mecánica a la penetración

1.- Consideraciones generales

La resistencia mecánica a la penetración (RMP) ha sido ampliamente utilizada para la identificación y caracterización de capas densificadas por efectos de las labores de campo (Cerana y Nicolier, 1969; Balbuena *et al.*, 1995; Manor *et al.*, 1991; Venialgo *et al.*, 2001; Gutiérrez, *et al.*, 2000) y sus resultados han sido correlacionados con el crecimiento de raíces y la productividad de los cultivos (Letey, 1985; Pelegrin *et al.*, 1990; Venialgo *et al.*, 2000; Boizart *et al.*, 2000; Castrignanò *et al.*, 2000).

La medición de la RMP de un suelo a través del penetrómetro de cono (ASAE, 1988) tiene la ventaja de ser fácil, rápida y económica; al tiempo que provee datos que pueden ser sencillamente analizados (Perumpral, 1987). El avance tecnológico operado en los últimos años, con la aparición de microprocesadores, permitió desarrollar equipos de campaña, de gran precisión y versatilidad, que hacen posible obtener un número elevado de repeticiones a campo con poco esfuerzo, en la profundidad de enraizamiento de la mayoría de los cultivos.

La estructura del suelo da una idea de la forma y distribución del sistema poroso, y es una de las propiedades que puede alterarse fácilmente debido a las labores agrícola-ganaderas o cualquier otro tipo de perturbación. Los suelos bien estructurados ofrecen óptimas condiciones para la penetración y el crecimiento de las raíces, tienen buena infiltración y capacidad de retención del agua. Por el contrario, al perder la estabilidad estructural comienzan problemas de deficiencia hídrica, anclaje de raíces e implantación de los cultivos.

Cerana y Nicollier (1969), sostienen que el crecimiento de la raíz puede ser impedido cuando la resistencia que ofrece el suelo llega a ser superior a la fuerza que éste órgano es capaz de ejercer sobre el medio que la rodea. Cerana *et al.* (2003), deducen que esa fuerza deriva casi exclusivamente de la presión de turgencia, la que a su vez depende de la presión osmótica en las células. La presión de turgencia disminuye a medida que el suelo pierde humedad, y por lo general cuando esto ocurre, la resistencia mecánica a la penetración aumenta.

Es decir, el contenido hídrico del suelo influye sobre los valores de RMP y mediciones que no contemplen la correspondencia con los estados de humedad pueden resultar inútiles. Ehlers *et al.* (1983), establecieron una relación linear negativa entre estas variables. Orellana (1989), obtuvo experimentalmente una ecuación exponencial negativa para suelos Argiudoles ácuicos de la provincia de Santa Fe en Argentina y Wilson *et al.*, (2000), hallaron este mismo tipo de ajuste para diferentes horizontes de un Argiudol vértico de la provincia de Entre Ríos (Argentina), ecuaciones que además por su valor predictivo les permitió conocer la evolución de la RMP durante el ciclo de un cultivo de trigo a partir de los contenidos hídricos. Pozzolo *et al.* (2001), utilizaron la ecuación del horizonte B2t del trabajo anteriormente citado para corregir la RMP y así poder estudiar las consecuencias del uso arrocero en Vertisoles.

Christensen *et al.* (1989), sugieren que para la corrección de la resistencia mecánica a la penetración por el contenido de agua, la densidad y el efecto de la profundidad del suelo, pueden ser usados métodos estadísticos tales como el análisis de covariancia y el análisis de series temporales y de esta manera incrementar la validez de las mediciones como comparación entre tratamientos.

Las medidas de resistencia mecánica a la penetración (RMP) se realizaron a campo, tomándose ocho puntos de muestreos por

cada tratamiento y tratando de llegar hasta los 50 cm de profundidad. Las medidas fueron tomadas en los meses de mayo, junio, julio y noviembre de 2001 y febrero, marzo, abril, julio, agosto y octubre de 2002.

La resistencia mecánica a la penetración es utilizada como variable que describe el estado físico del suelo en forma compleja (Venialgo *et al.*, 2001), siendo un índice integrado de la compactación del suelo, contenido de humedad, textura y tipo de arcilla, en otras palabras, es un índice de la resistencia del suelo en las condiciones de medición y la cual implica consistencia y estructura (Horn and Lebert, 1994).

En los gráficos 1 al 10 se pueden observar los perfiles obtenidos de resistencia mecánica a la penetración, para cada uno de los meses muestreados. Los gráficos están realizados con el promedio de las medidas realizadas en cada bloque, esto quiere decir que cada curva del perfil de la RMP está hecha con el promedio de 32 incisiones, que son las que se realizaron para cada tratamiento, en cada una de las fechas de muestreos.

Para realizar el análisis estadístico se tomaron horizontes de 5 centímetros de espesor, realizándose el ANOVA para cada una de las fechas en que fue realizado un muestreo. En el Tabla 1 se presentan los valores de los F calculados que arroja el ANOVA, para cada una de las fechas de muestreo y en cada profundidad analizada.

Como se puede apreciar en la Tabla 1, son los horizontes superficiales los cuales se vieron afectados por los tratamientos utilizados en esta experiencia. Esto es así, ya que esta capa del suelo es donde se realizan todas las labores que corresponden a la preparación de la cama de siembra para los diferentes cultivos. Además de ser los horizontes donde se encuentran la mayor parte de las raíces de las plantas.

Profundidad	may-01	jun-01	jul-01	nov-01	feb-02	mar-02	abr-02	jul-02	ago-02	oct-02
0 - 5	10,99**	76,64**	24,42**	4,17*	0,16	0,15	1,74	7,91**	144,2**	18,27**
5 - 10	23,77**	82,49**	77,73**	5,77*	4,56*	2,46	3,14	5,97*	56,89**	31,92**
10 - 15	5,08*	26,16**	34,48**	3,33	11,48**	0,41	2,72	3,69*	22,29**	1,58
15 - 20	0,35	7,57**	17,84**	1,68	0,98	0,21	2,80	0,76	3,48	0,52
20 - 25	0,15	7,03**	9,70**	0,16	3,13	1,03	1,22	0,42	7,60**	0,05
25 - 30	1,13	6,25**	4,95*	0,21	0,93	2,19	0,18	1,36	0,61	0,38
30 - 35	0,46	8,04**	2,10	0,24	1,83	0,94	0,20	1,20	1,63	0,90
35 - 40	0,63	4,81*	0,75	0,36	2,01	0,93	0,15	2,24	0,30	1,36
40 - 45	1,11	0,97	1,37	0,31	0,95	1,00	0,48	0,92	0,26	0,44
45 - 50	2,08	0,47	0,97	0,69	2,00	0,21	0,53	1,74	0,32	1,87

Tabla 1: Valores de F_c para la RMP, en cada profundidad, determinada en cada fecha de muestreo. * Valor significativo con $P>0,05$. ** Valor significativo con $P>0,01$.

Las labranzas son procesos dinámicos que causan profundos cambios en las propiedades físicas del suelo, las cuales persisten por tiempos variables, dependiendo del suelo y del clima y pueden afectar fuertemente a los cultivos (Gutiérrez *et al.*, 2000). Para describir los cambios pueden utilizarse propiedades dinámicas que reflejan la reacción del suelo a la aplicación de fuerzas como la resistencia mecánica a la penetración (Venialgo *et al.*, 2002). Por esta razón la discusión de los resultados obtenidos se realizará en cada una de las fechas en que fueron realizados los muestreos.

2.- Análisis por fecha de muestreo

2.1- Mayo de 2001

Conviene recordar que la experiencia a campo fue instalada en el mes de octubre de 1997, sembrándose en toda las parcelas el cultivo de invierno (raigrás italiano) usándose la labranza convencional como sistema de preparación de suelo. En la primavera de 1998 (abril - mayo), en las parcelas de labranza cero (L0), ya no se realizaron mas movimientos de suelo.

Los muestreos fueron realizados en el mes de mayo de 2001 y el Tabla 1 recoge los resultados del análisis descriptivo de los datos.

Los valores de la RMP, obtenidos con el penetrómetro, se incrementan con la profundidad independientemente de los tratamientos aplicados (Gráfico 1), el modelo de comportamiento que presenta la RMP, coincide con los modelos encontrados por la mayoría de la bibliografía consultada (Baver, 1991; Manor *et al.*, 1991; Fernández Rueda, 1997; Venialgo *et al.* 1998; Gutiérrez *et al.*, 1999; Venialgo *et al.* 2000; Horn and Rostek, 2000; Boizard *et al.*, 2000; Castrignanò *et al.*, 2000; González *et al.*, 2000; Gutiérrez *et al.*, 2001; Cerana *et al.*, 2003).

Profundidad (cm)	Promedio (MPa)				Desvío Estándar				Coeficiente de Variación (%)			
	RM:L0	RM:LC	RS:L0	RS:LC	RM:L0	RM:LC	RS:L0	RS:LC	RM:L0	RM:LC	RS:L0	RS:LC
0 - 5	1,374a	0,775b	1,343a	0,808b	0,298	0,247	0,160	0,048	21,72	31,86	11,94	5,92
5 - 10	1,800a	0,724b	1,634a	0,979b	0,264	0,280	0,154	0,263	14,66	38,72	9,46	26,85
10 - 15	1,688a	1,010b	1,574a	1,267ab	0,251	0,323	0,366	0,252	14,87	32,01	23,28	19,92
15 - 20	1,360	1,343	1,611	1,372	0,280	0,148	0,742	0,260	20,59	11,00	46,04	18,93
20 - 25	1,392	1,424	1,313	1,420	0,297	0,307	0,261	0,104	21,33	21,59	19,90	7,30
25 - 30	1,505	1,860	1,494	1,529	0,256	0,443	0,328	0,334	17,03	23,83	21,98	21,83
30 - 35	1,711	1,931	1,831	1,945	0,169	0,193	0,501	0,311	9,86	9,97	27,38	15,97
35 - 40	2,017	1,953	2,408	2,062	0,215	0,210	0,905	0,536	10,66	10,78	37,59	25,99
40 - 45	2,273	2,138	2,286	1,983	0,472	0,592	0,614	0,318	20,74	27,69	26,85	16,05
45 - 50	2,525	2,331	1,928	1,939	0,332	0,549	0,284	0,559	13,14	23,55	14,74	28,84

Tabla 2: Valores medios, desvío estándar y coeficiente de variación de RMP, en cada profundidad para raigrás – sorgo en labranza convencional (RS:LC) y en labranza cero (RS:L0) y raigrás – maíz en labranza convencional (RM:LC) y en labranza cero (RM:L0). Muestreo de mayo 2001.

En esta fecha de muestreo los coeficientes de variaciones no superan ninguno el 50 %, presentando el máximo coeficiente de variación (CV) 45,38 %, el tratamiento RS:L0 a la profundidad de 10 - 15 cm, mientras que el mínimo CV (7,00 %) lo presenta el tratamiento RS:LC a la profundidad de 25 - 30 cm.

En general se puede decir que el tratamiento RS:L0 presenta los mayores desvíos típicos a todas las profundidades, mientras

que el tratamiento RM:L0 es la situación de uso del suelo que muestra los menores desvíos estándares.

En los primeros 15 cm de profundidad, la RMP presenta un comportamiento claramente diferenciado teniendo en cuenta los tratamientos que fueron aplicados, y a partir de los 15 cm la RMP no presenta diferencias entre cada uno de los tratamientos.

Como se puede apreciar en la Tabla 2, en el horizonte de 0 - 10 cm los tratamientos con L0, para ambos cultivos presentan valores de la RMP significativamente mayores que los valores obtenidos en los tratamientos con LC. El contenido hídrico determinado en este muestreo no presentó diferencias estadísticamente significativas en ninguna de las profundidades estudiadas (Capítulo 4 de Discusión de Resultados), por lo que se puede afirmar que las diferencias encontradas en la RMP, se deben a otras causas distintas a la humedad.

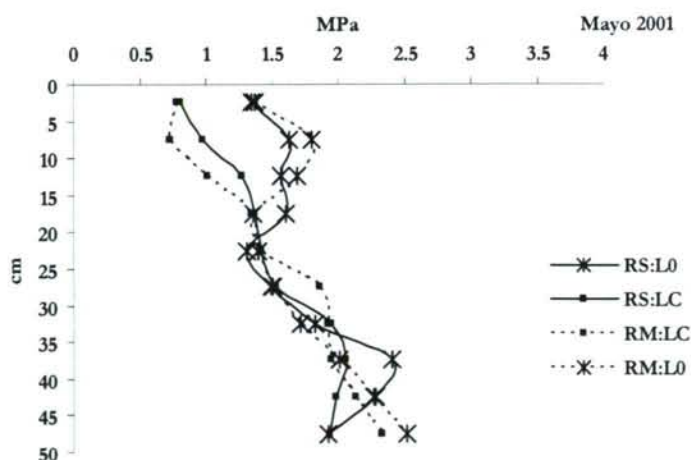


Gráfico 1: Perfil de RMP, obtenido en mayo de 2001, para los tratamientos raigrás - sorgo en labranza convencional (RS:LC) y en labranza cero (RS:L0) y raigrás - maíz en labranza convencional (RM:LC) y en labranza cero (RM:L0).

Las labranzas modifican el estado de compactación de los suelos, existiendo discrepancias, entre los autores consultados, sobre el aumento o disminución de la resistencia mecánica a la

penetración, comparando la labranza cero con sistemas convencionales. Los resultados obtenidos coinciden con Vidal Costa (1998), quien encontró, luego de cuatro años de L0, un aumento en compactación de los primeros centímetros del suelo, puesta de manifiesto por aumentos en la densidad aparente y en la resistencia mecánica a la penetración, resultados similares fueron encontrados por Gutiérrez *et al.* (2000) y Venialgo *et al.* (2002).

El horizonte comprendido entre 10 - 15 cm, se comporta en cierto como una capa de transición en la cual las parcelas con L0, difieren estadísticamente con el tratamiento RM:LC, mientras que no son diferentes con el tratamiento RS:LC. Ambos cultivos sembrados bajo el sistema convencional de labranzas no son estadísticamente diferentes.

Si bien existen diferencias de comportamiento entre los tratamientos aplicados, hasta la profundidad de 15 cm, los valores de RMP no superan ninguno el valor crítico de 2 MPa que la literatura estipula como limitante para el crecimiento de raíces.

2.2- Junio 2001

En la Tabla 3 se pueden apreciar el promedio de los cuatro tratamientos, desvío estándar y coeficiente de variación de la RMP obtenidos en el muestreo realizado en junio de 2001. Los coeficientes de variación encontrados en el horizonte superficial, en las parcelas con labranza convencional, en este muestreo son particularmente altos, superiores a 60 %.

Uno de los principales efectos de los laboreos del suelo es la modificación de su estado de agregación y las fuerzas que determinan la unión entre partículas, y en particular la cohesión. Este efecto puede ser observado perfectamente en el Gráfico 2, donde se muestra el perfil de la RMP determinada en junio de 2001,

en el cual se aprecia hasta que profundidad tuvieron efecto las labranzas realizadas, siendo esta profundidad de 40 cm.

Profundidad (cm)	Promedio (MPa)				Desvío Estándar				Coeficiente de Variación (%)			
	RM:L0	RM:LC	RS:L0	RS:LC	RM:L0	RM:LC	RS:L0	RS:LC	RM:L0	RM:LC	RS:L0	RS:LC
0 - 5	2,535a	0,055c	2,517a	0,213b	0,473	0,042	0,273	0,134	18,66	75,78	10,84	62,74
5 - 10	3,436a	0,338d	2,805b	1,088c	0,373	0,063	0,204	0,441	10,85	18,68	7,28	40,56
10 - 15	2,697a	0,737c	2,360a	1,583b	0,212	0,335	0,093	0,573	7,86	45,40	3,94	36,18
15 - 20	2,305a	0,955b	2,234a	1,567ab	0,447	0,368	0,212	0,597	19,40	38,55	9,49	38,11
20 - 25	1,883a	0,982b	2,211a	1,607a	0,294	0,424	0,180	0,571	15,63	43,22	8,15	35,50
25 - 30	2,491a	1,224b	2,403a	1,807ab	0,390	0,229	0,492	0,640	15,66	18,70	20,48	35,41
30 - 35	2,915a	1,708c	2,543ab	2,245bc	0,466	0,418	0,123	0,622	15,99	24,50	4,84	27,70
35 - 40	2,846a	2,129b	2,607ab	2,780a	0,425	0,599	0,437	0,653	14,92	28,14	16,77	23,49
40 - 45	3,039	2,616	2,536	2,684	0,646	0,466	0,669	0,537	21,27	17,79	26,37	20,01
45 - 50	2,890	2,702	2,429	2,852	0,574	0,647	0,620	0,960	19,87	23,93	25,53	33,64

Tabla 3: Valores medios, desvío estándar y coeficiente de variación de RMP, en cada profundidad para raigrás - sorgo en labranza convencional (RS:LC) y en labranza cero (RS:L0) y raigrás - maíz en labranza convencional (RM:LC) y en labranza cero (RM:L0). Muestreo de junio 2001.

Los tratamientos con labranza convencional presentan valores de RMP, extremadamente bajos, debido principalmente a la reducción de la cohesión entre partículas que ocasiona las labranzas. Pelegrin *et al.* (1990), encontraron los mismos efectos al analizar diferentes sistemas de preparación del suelo para girasol y trigo en Sevilla (España).

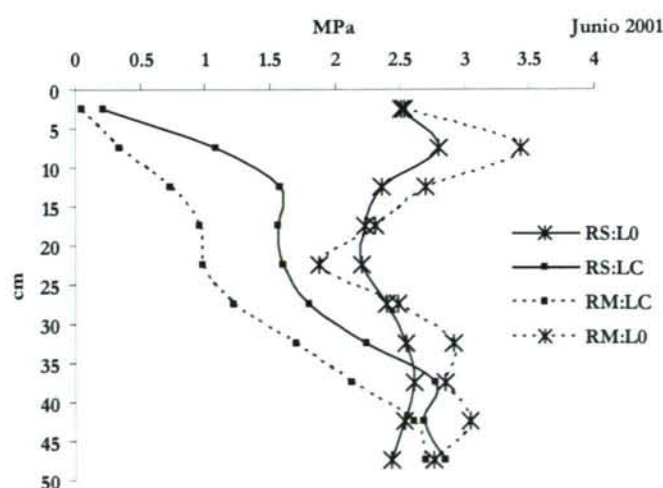


Gráfico 2: Perfil de RMP, para raigrás - sorgo en labranza convencional (RS:LC) y en labranza cero (RS:L0) y raigrás - maíz en labranza convencional (RM:LC) y en labranza cero (RM:L0). Muestreo de junio 2001.

Por el contrario, las parcelas con L0, presentan valores altos de RMP, por encima del valor crítico de 2 MPa. El modelo del perfil muestra un comportamiento claramente diferenciado entre los horizontes superficiales, existe un incremento de la RMP entre 0 - 10 cm, disminuyendo entre los 10 - 25 cm, para luego incrementarse nuevamente. Este modelo de comportamiento puede ser explicado perfectamente teniendo en cuenta el perfil de distribución del contenido hídrico (Gráfico 3, Capítulo 4 de Resultados y Discusión), en el cual se aprecian bajos contenidos de agua en los primeros centímetros, incrementándose con la profundidad teniendo los máximos contenidos a 25 cm, los cuales coinciden con los mínimos valores de RMP. A partir de los 25 cm la humedad del suelo disminuye y por el contrario se incrementa la RMP.

Como era de esperar para esta fecha de muestreo, los tratamientos que incluyen laboreo del suelo difieren estadísticamente de los tratamientos con L0. Las diferencias se deben a dos efectos contrapuestos, por un lado la acción de descompactación de los laboreos, en las parcelas con labranza convencional y por otro lado, en los tratamientos con labranza cero, la consolidación del suelo por efecto de la pérdida de humedad del suelo.

2.3- Julio 2001

La Tabla 4, muestra los promedios, desvío estándar y coeficiente de variación de los muestreos realizados en el mes de julio de 2001. Como se puede apreciar los coeficientes de variación obtenidos en este muestreo son menores que los determinados en el mes anterior.

Profundidad (cm)	Promedio (MPa)				Desvío Estándar				Coeficiente de Variación (%)			
	RM:L0	RM:LC	RS:L0	RS:LC	RM:L0	RM:LC	RS:L0	RS:LC	RM:L0	RM:LC	RS:L0	RS:LC
0 - 5	2,049a	0,236b	1,763a	0,513b	0,385	0,053	0,486	0,159	18,79	22,55	27,56	31,04
5 - 10	3,634a	0,681d	3,043b	1,394c	0,178	0,065	0,344	0,460	4,90	9,49	11,30	33,00
10 - 15	2,993a	0,759c	2,799a	1,570b	0,224	0,107	0,515	0,373	7,48	14,10	18,41	23,76
15 - 20	2,567a	0,955c	2,527a	1,888b	0,383	0,232	0,417	0,431	14,93	24,31	16,51	22,86
20 - 25	2,298ab	1,056c	2,729a	1,816b	0,340	0,387	0,706	0,323	14,81	36,60	25,88	17,79
25 - 30	2,367ab	1,514c	2,940a	2,006b	0,623	0,483	0,570	0,342	26,34	31,89	19,40	17,04
30 - 35	2,818	2,011	3,370	2,637	0,929	0,537	0,802	0,385	32,98	26,72	23,80	14,59
35 - 40	2,640	2,354	3,061	3,066	0,873	0,274	1,140	0,657	33,07	11,63	37,25	21,43
40 - 45	2,759	2,726	2,447	3,462	0,770	0,265	0,907	0,639	27,91	9,73	37,06	18,47
45 - 50	2,793	2,635	2,295	3,315	0,657	0,212	1,307	0,574	23,54	8,05	56,96	17,33

Tabla 4: Valores medios, desvío estándar y coeficiente de variación de RMP, en cada profundidad para raigrás - sorgo en labranza convencional (RS:LC) y en labranza cero (RS:L0) y raigrás - maíz en labranza convencional (RM:LC) y en labranza cero (RM:L0). Muestreo de julio 2001.

El perfil de la RMP (Gráfico 3) es similar al observado en Junio de 2001, y se puede apreciar aun el efecto de las labranzas, lo cual queda de manifiesto en las diferencias estadísticamente significativas observadas hasta 30 cm de profundidad, ya que estos son los horizontes que se ven afectados por las labranzas en esta experiencia.

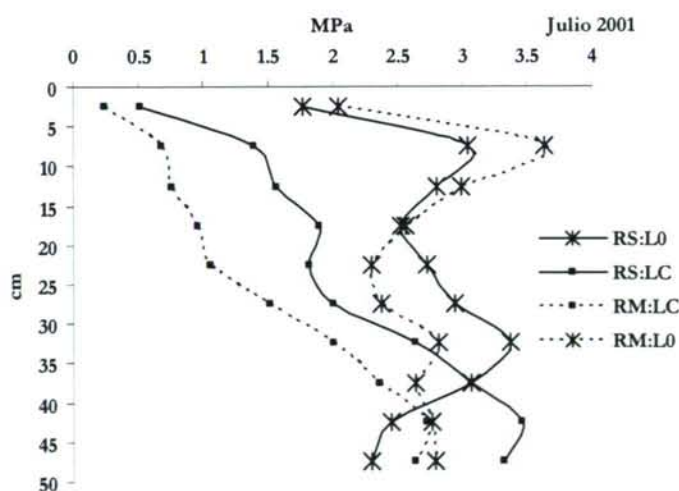


Gráfico 3: Perfil de RMP, para raigrás - sorgo en labranza convencional (RS:LC) y en labranza cero (RS:L0) y raigrás - maíz en labranza convencional (RM:LC) y en labranza cero (RM:L0). Muestreo de julio 2001.

Como en el muestreo anterior, el horizonte entre 5 - 10 cm, de las parcelas en las que se siembran los cultivos sin laboreo,

independientemente del cultivo, presenta los mayores valores de RMP, disminuyendo con la profundidad, hasta los 25 cm, para luego incrementarse nuevamente. Este comportamiento puede ser visto como una consecuencia del desarrollo de la cohesión en suelos agrícolas no disturbados (Gutiérrez *et al.*, 2000), reconociéndose dos etapas en este proceso, la primera se debe a un reacomodamiento de las partículas del suelo y la segunda se debe a una cementación entre las partículas (Gutiérrez *et al.*, 2000).

2.4- Noviembre 2001

El muestreo de Noviembre de 2001, presenta coeficientes de variación, similares a los encontrados en el mes de julio de 2001, con un máximo de 45,23 % para el tratamiento RS:LC a la profundidad de 0 - 5 cm. En las parcelas en que se incluyen L0 los valores de la resistencia mecánica a la penetración han disminuido con respecto al muestreo anterior, y se debe principalmente al aumento en el contenido hídrico del suelo.

Profundidad (cm)	Promedio (MPa)				Desvío Estándar				Coeficiente de Variación (%)			
	RM:L0	RM:LC	RS:L0	RS:LC	RM:L0	RM:LC	RS:L0	RS:LC	RM:L0	RM:LC	RS:L0	RS:LC
0 - 5	1,374a	0,921b	1,323a	0,919b	0,286	0,176	0,344	0,416	20,83	19,08	26,01	45,23
5 - 10	2,328a	1,479b	2,098a	1,417b	0,188	0,401	0,468	0,694	8,07	27,15	22,32	48,99
10 - 15	2,299	1,642	1,978	1,554	0,359	0,382	0,492	0,463	15,59	23,27	24,90	29,81
15 - 20	2,199	1,741	1,884	1,585	0,497	0,364	0,498	0,397	22,58	20,90	26,44	25,07
20 - 25	2,119	1,952	1,983	1,870	0,519	0,470	0,507	0,658	24,47	24,10	25,58	35,18
25 - 30	2,360	2,282	2,164	2,094	0,639	0,527	0,349	0,644	27,08	23,07	16,13	30,75
30 - 35	2,587	2,607	2,664	2,404	0,308	0,716	0,222	0,662	11,92	27,47	8,33	27,53
35 - 40	2,833	2,996	2,696	2,678	0,374	0,269	0,337	0,881	13,20	8,99	12,49	32,91
40 - 45	2,957	2,789	3,092	2,908	0,237	0,299	0,652	0,833	8,01	10,72	21,09	28,65
45 - 50	2,879	2,588	2,450	2,718	0,569	0,363	0,251	0,536	19,77	14,03	10,23	19,74

Tabla 5: Valores medios, desvío estándar y coeficiente de variación de RMP, en cada profundidad para raigrás - sorgo en labranza convencional (RS:LC) y en labranza cero (RS:L0) y raigrás - maíz en labranza convencional (RM:LC) y en labranza cero (RM:L0). Muestreo de noviembre 2001.

Por el contrario, en los tratamientos con labranza convencional los valores de RMP se han incrementado, básicamente

debido a la reestructuración del suelo y compactación por el sucesivo paso de maquinarias sobre la parcela.

El comportamiento del perfil presenta gran similitud con la distribución determinada en el mes de mayo de 2001, en que los tratamientos con labranza cero son estadísticamente diferentes a los tratamientos con labranza convencional en los primeros dos horizontes analizados. A la profundidad entre 5 - 10 cm existe un aumento más pronunciado de la resistencia mecánica a la penetración que en mayo de 2001, y puede ser debido a un efecto de la humedad del suelo, ya que en noviembre los contenidos hídricos son menores que los determinados en el muestreo de mayo de 2001.

El muestreo de noviembre se realizó previo a las labores para la siembra del cultivo invernal (raigrás italiano), por lo que se podría hablar de que estos valores de la RMP son el resultado de la acción conjunta del clima, labranzas y cultivos realizados en el verano.

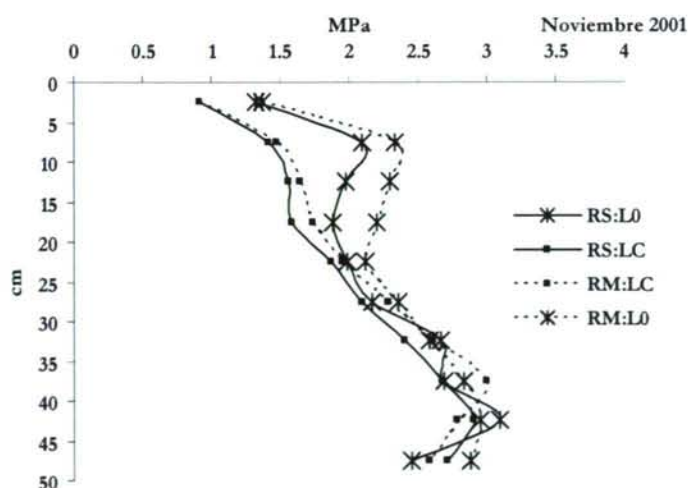


Gráfico 4: Perfil de RMP, para raigrás - sorgo en labranza convencional (RS:LC) y en labranza cero (RS:L0) y raigrás - maíz en labranza convencional (RM:LC) y en labranza cero (RM:L0). Muestreo de noviembre 2001.

A partir de los 15 cm de profundidad los tratamientos no presentan diferencias significativas desde el punto de vista estadístico. En los cuatro tratamientos la RMP se incrementa con la profundidad, en forma casi paralela, lo cual puede ser debido básicamente a una disminución en los contenidos hídricos en las capas profundas, determinados en este mes (Gráfico 5, Capítulo 4 de Resultados y Discusión).

2.5- Febrero 2002

La Tabla 6, muestra los valores promedio, desvío estándar y coeficiente de variación obtenidos en el muestreo realizado en el mes de febrero de 2002. Los tratamientos con labranza convencional presentan coeficientes de variación mayores que los tratamientos con L0, independientemente del cultivo de que se trate y en todas las profundidades estudiadas.

Profundidad (cm)	Promedio (MPa)				Desvío Estándar				Coeficiente de Variación (%)			
	RM:L0	RM:LC	RS:L0	RS:LC	RM:L0	RM:LC	RS:L0	RS:LC	RM:L0	RM:LC	RS:L0	RS:LC
0 - 5	0,858	0,841	0,896	0,809	0,125	0,179	0,172	0,352	14,52	21,22	19,17	43,52
5 - 10	1,905a	1,302b	1,907a	1,308b	0,251	0,277	0,103	0,628	13,19	21,26	5,38	48,05
10 - 15	2,133a	1,446b	1,892a	1,225a	0,124	0,342	0,227	0,404	5,82	23,63	11,98	32,94
15 - 20	2,021	1,689	1,757	1,635	0,040	0,498	0,238	0,545	1,97	29,51	13,54	33,30
20 - 25	2,148	1,615	1,872	1,796	0,237	0,499	0,576	0,628	11,05	30,92	30,76	34,96
25 - 30	2,100	1,794	2,082	2,077	0,262	0,558	0,268	0,585	12,49	31,12	12,89	28,18
30 - 35	2,285	2,096	2,651	2,400	0,156	0,426	0,358	0,640	6,85	20,30	13,51	26,66
35 - 40	2,549	2,197	2,934	2,751	0,382	0,433	0,429	0,695	14,98	19,70	14,63	25,27
40 - 45	2,777	2,764	2,991	2,478	0,352	0,607	0,174	0,549	12,69	21,95	5,82	22,15
45 - 50	3,070	2,698	2,576	2,230	0,329	0,481	0,554	0,630	10,73	17,82	21,50	28,24

Tabla 6: Valores medios, desvío estándar y coeficiente de variación de RMP, en cada profundidad para raigrás - sorgo en labranza convencional (RS:LC) y en labranza cero (RS:L0) y raigrás - maíz en labranza convencional (RM:LC) y en labranza cero (RM:L0). Muestreo de febrero 2002.

El perfil de resistencia mecánica a la penetración (Gráfico 5) determinado en este mes, presenta la particularidad, de que en el horizonte superficial, los valores obtenidos en todos los tratamientos son estadísticamente similares y los promedios presentan valores absolutos casi iguales, existiendo una diferencia